

Studieproject 1995

EEN ECOSYSTEEMVISIE VOOR DE VLAAMSE KUST

Partim Geomorfologie

Prof. Dr. G. De Moor
Lic. E. Declercq



Uitvoerder
Universiteit Gent
Vakgroep Geografie
Laboratorium Fysische Geografie
Krijgslaan 281/S8
9000 Gent
Promotor: Prof. Dr. G. De Moor

Opdrachtgever
Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Dept. Leefmilieu en Infrastructuur
Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en
Waterbeheer, AMINAL
Afdeling Natuur
B-1040 Brussel
Leidende ambtenaar : ir. J.-L. Herrier

Coördinator :
Sam Provoost, Instituut voor Natuurbehoud, Kliniekstraat 25, B-1070 Brussel

Studieproject 1995

EEN ECOSYSTEEMVISIE VOOR DE VLAAMSE KUST

Partim Geomorfologie

Prof. Dr. G. De Moor
Lic. E. Declercq



Uitvoerder
Universiteit Gent
Vakgroep Geografie
Laboratorium Fysische Geografie
Krijgslaan 281/S8
9000 Gent
Promotor: Prof. Dr. G. De Moor

Opdrachtgever
Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Dept. Leefmilieu en Infrastructuur
Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en
Waterbeheer, AMINAL
Afdeling Natuur
B-1040 Brussel
Leidende ambtenaar : ir. J.-L. Herrier

Coördinator :
Sam Provoost, Instituut voor Natuurbehoud, Kliniekstraat 25, B-1070 Brussel

Inhoudsopgave

1. Inleiding	1
2. Geomorfologische en morfodynamische processen met betrekking tot het kustgebied.....	2
2.1. Eolisch en marien sedimenttransport	2
2.1.1. Marien zandtransport	2
2.1.1.1. Golfwerking	2
2.1.1.2. Zee- en getijdestroming	5
2.1.2. Eolisch zandtransport.....	5
2.1.2.1. Eolische transportmechanismen.....	5
2.1.2.2. Eolisch sedimenttransport.....	6
2.1.3. Residueel zandtransport langs de Belgische Kust.....	7
2.2. Verstuivingen en overstuivingen	8
2.3. Erosieve hellingsprocessen.....	9
2.3.1. Afspoeling.....	9
2.3.2. Afschuiving	9
2.4. Betreding	9
2.5. Kusterosie en Kustaanwas.....	9
2.5.1. Residueel stranddynamisme.....	10
2.5.2. Erosieve megaprotuberans	10
2.5.3. Accumulatieve megaprotuberans.....	12
2.5.4. Cycliciteit	12
2.5.5. Kustverdediging	13
2.5.5.1. Harde strandverdedigingsstructuren	14
2.5.5.2. Zachte strandverdedigingsstructuren	14
3. Duinvorming	15
3.1. Sedimentaanvoer	15
3.2. Duinvorming door opvangen en fixeren van zand door vegetatie	16
3.3. Duinvorming zonder vegetatie	18
3.4. Duinvorming aan estuaria.....	18
3.5. Primaire versus secundaire duinvorming	20
4. Morfogenese van de Vlaamse kustduinen.....	21
4.1. De Vlaamse Kustvlakte.....	21
4.2. Mariene overstromingsfasen	21
4.3. Jonge Duinvorming	23

5. Geomorfologische kartering	25
5.1. Methode	25
5.2. Karteringseenheden	26
5.2.1. Strand	26
5.2.2. Duinen	27
5.2.2.1. Morfochronologie.....	27
5.2.2.1.1. Oude duinen (I)	27
5.2.2.1.2. Middelloude duinen (II)	29
5.2.2.1.3. Subrecente binnenduinen (III).....	29
5.2.2.1.4. Jonge duinen (IV).....	29
5.2.2.2. Morfografie	29
5.2.2.2.1. Zeereep (1)	29
5.2.2.2.2. Paraboolduingordel (2).....	30
5.2.2.2.3. Kopjesduin (3).....	31
5.2.2.2.4. Reliëfsarm zandig terrein of overgangszone (4)	31
5.2.2.2.5. Duinterrein met complexe of onduidelijke genese (5)	31
5.2.3. Wadvormen (3)	32
5.2.3.1. Oudland schorrevlakte (3.1.)	32
5.2.3.2. Middelland schorrevlakte (3.2.)	32
5.2.3.3. Nieuwland schorrevlakte (3.3.)	32
5.2.3.4. Dichtgeslibte getijdegeul (3.4.)	32
5.2.3.5. Actief wad (3.5).....	33
5.2.3.6. De Frans-Belgische Moeren (3.6.)	33
5.2.3.7. Open water (3.7.)	33
5.3. Overige karteringseenheden.....	34
5.4. Legende.....	35
6. Toelichting bij de geomorfologische kaart.....	37
6.1. Van de Frans-Belgische grens tot de Nieuwpoortse havengeul	37
6.1.1. Strand	37
6.1.2. Zeereep	37
6.1.3. Paraboolduingordel	38
6.1.4. De Oude duingordel Adinkerke-Ghyvelde.....	39
6.1.5. Overgangszones en oudere duinlandschappen.....	40
6.2. Van de Nieuwpoortse tot de Oostendse havengeul	41
6.2.1. Strand	41
6.2.2. Zeereep	41

6.2.3. Overgangszones en oudere duinlandschappen.....	42
6.2.4. Wadvormen	43
6.3. Van de Oostendse havengeul tot Blankenberge	43
6.3.1. Strand	43
6.3.2. Zeereep	44
6.3.3. Paraboolduingordel	44
6.3.4. Overige duinterreinen.....	45
6.4. Van Blankenberge tot de Zwinmonding.....	45
6.4.1. Strand	45
6.4.2. Zeereep	46
6.4.3. Overige duinterreinen.....	46
6.4.4. Wadvormen	47
7. Lacunes in de kennis	48
8. Voorstellen tot geoconservatie.....	50
9. Verklarende woordenlijst.....	51
10. Referenties	54

1. Inleiding

Gezien het korte tijdsbestek van de studie (nl. 3 maanden) en de omvang van het 65 km lange studiegebied beperkt deze bijdrage zich tot een kartering van de in het studiegebied voorkomende reliëfstypes. Daar een gedetailleerde kartering niet mogelijk is, zullen homogene karteringseenheden afgebakend worden. Hierbij is vooral aandacht besteed aan de morfografische aspecten. Binnen deze eenheden worden de belangrijkste reliëfskenmerken door middel van morfografische symbolen weergegeven. Verder worden de geomorfologische processen die in het gebied actief zijn opgesomd en summier omschreven. De morfogenese van het Belgische kustgebied wordt globaal geschetst en enkele opvattingen omtrent duinvorming worden kort toegelicht.

De geleverde kartering is niet af! Ze moet verfijnd en aangepast worden aan de hand van uitgebreid terreinwerk, vergelijkende studies van cartografisch materiaal en een diepgaande literatuurstudie. Naast een geomorfologische veldkartering zou een volledige studie van de geomorfologische gesteldheid ook sedimentstudies moeten omvatten, uitgevoerd aan de hand van handboringen en profielanalysen. Hiervoor waren binnen dit project geen mogelijkheden voorzien. In verband met de actuele evolutie van de reliëfsvormen zouden ook sequentiële morfometrische opnamen dienen uitgevoerd te worden daar hiermee de residuële morfodynamiek van de verschillende reliëfsvormen en de daarbij betrokken sedimentuitwisseling kwantitatief kan opgevolgd worden. Pas hierna kan een beter inzicht verkregen worden in de geomorfologie, de morfogenese en de morfodynamiek van het Belgische kustgebied.

Geomorfologische processen liggen niet alleen aan de basis van het gehele kustecosysteem maar hebben ook maatschappelijke en economische repercussies voor het gehele Vlaamse gewest. Zo kan stranderosie de toeristische mogelijkheden van een badplaats beperken en leiden tot zeer dure standverdedigingswerken. Deze laatste kunnen dan de bewegingsvrijheid van het in wezen zeer dynamisch gebied beperken, wat vervolgens zijn weerslag kan hebben op andere functies van het kustgebied (vb. natuurfunctie) of waardoor het aanvankelijk probleem gewoon verplaatst wordt. Ook kan bijvoorbeeld overbetreding tot kleinere pleksgewijze verstuing leiden waardoor lokaal ecologisch waardevolle duinterreinen vernietigd worden.

Een beter begrip van het verloop en de gevolgen van de actuele morfogenetische processen en van hun residuele effecten kan leiden tot een beter beheer van het gehele kustgebied.

2. Geomorfologische en morfodynamische processen met betrekking tot het kustgebied

In dit hoofdstuk is het de bedoeling een opsomming en een summiere beschrijving te geven van de belangrijkste actuele geomorfologische processen die betrekking hebben tot het Belgische Kustgebied. Voor meer diepgaande studies verwijzen we onder meer naar Carter (1988), Carter et al. (1990), Klijn (1981), Reineck & Singh (1980), Davis (1985), De Graaf (1977), Paskoff (1985, 1991), De Moor (1979, 1993).

2.1. Eolisch en marien sedimenttransport

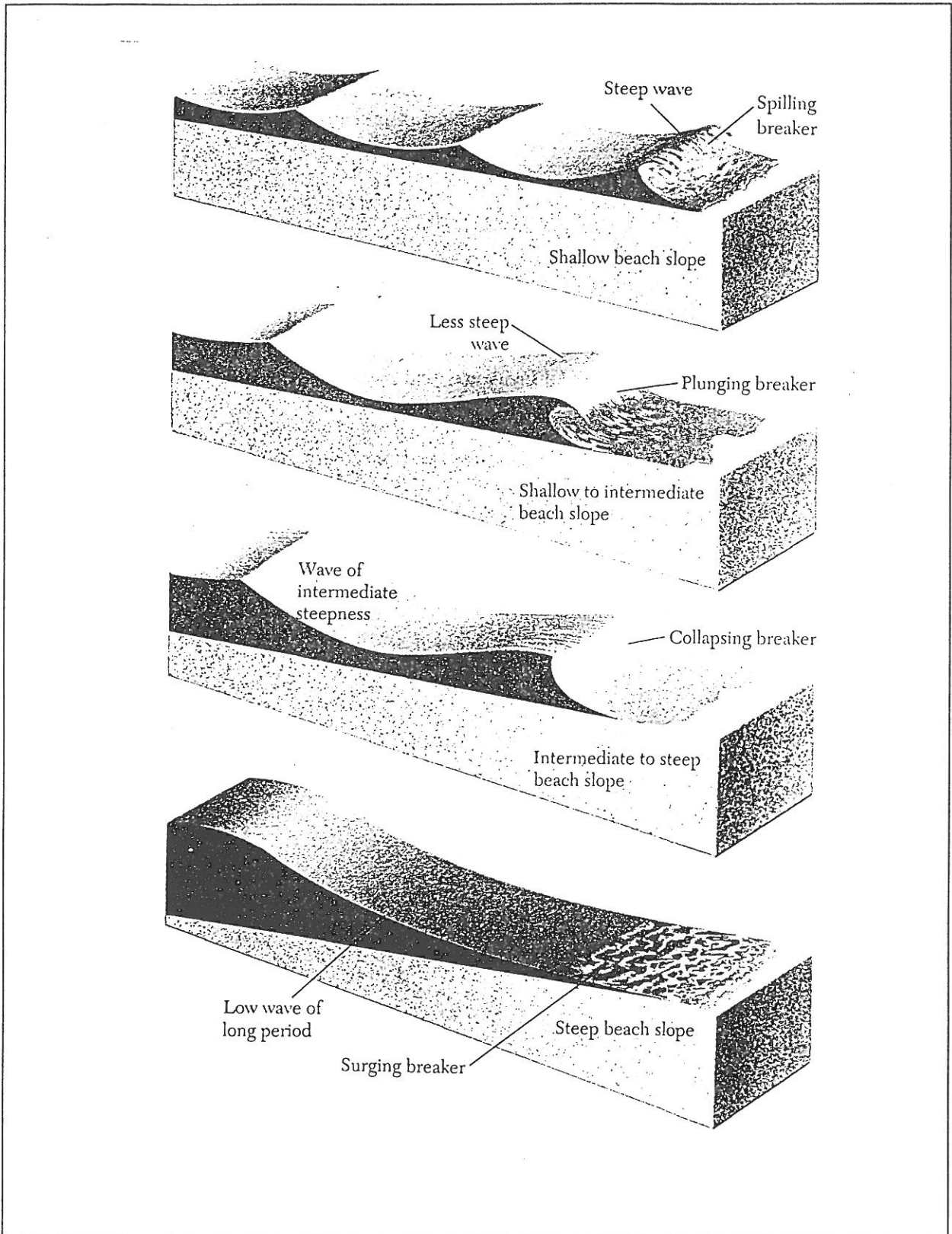
2.1.1. Marien zandtransport

2.1.1.1. Golfwerking

Golven ontstaan als gevolg van de wrijvingskracht die de wind uitoefent op het water. In de litorale zone kunnen ze gezien worden als een belangrijk mechanisme voor het losmaken van sediment ("stirring mechanism") en ze kunnen eventueel ook een sedimenttransport in de hand werken. De afmetingen en energie die een golf verkrijgt, hangt onder meer af van de windkracht, de '*fetch*' of strijklengte, de tijdsduur waarover de wind uit eenzelfde richting blaast en de waterdiepte ter plaatse (De Graaf, 1977).

De uitwerking van golven op een strand is afhankelijk van hun energie, van de richting of invalshoek en van de golfhoogte-golf lengte verhouding ("golfsteilte"). Boven een kritische golfsteilte werkt de golf destructief in op het strand, beneden die waarde is zijn werking constructief. Dit valt respectievelijk samen met een transversaal zeewaarts en een transversaal landwaarts gericht sedimenttransport op het strand (De Graaf, 1977).

De zone waar de golven breken wordt de **brandingzone** genoemd. Naargelang waterdiepte (en strandhelling) kunnen golven er op verschillende manieren breken. Er worden verschillende brekertypes onderscheiden (nl. *spilling*, *plunging*, *collapsing* en *surging breakers*). In figuur 1 worden deze types grafisch voorgesteld.



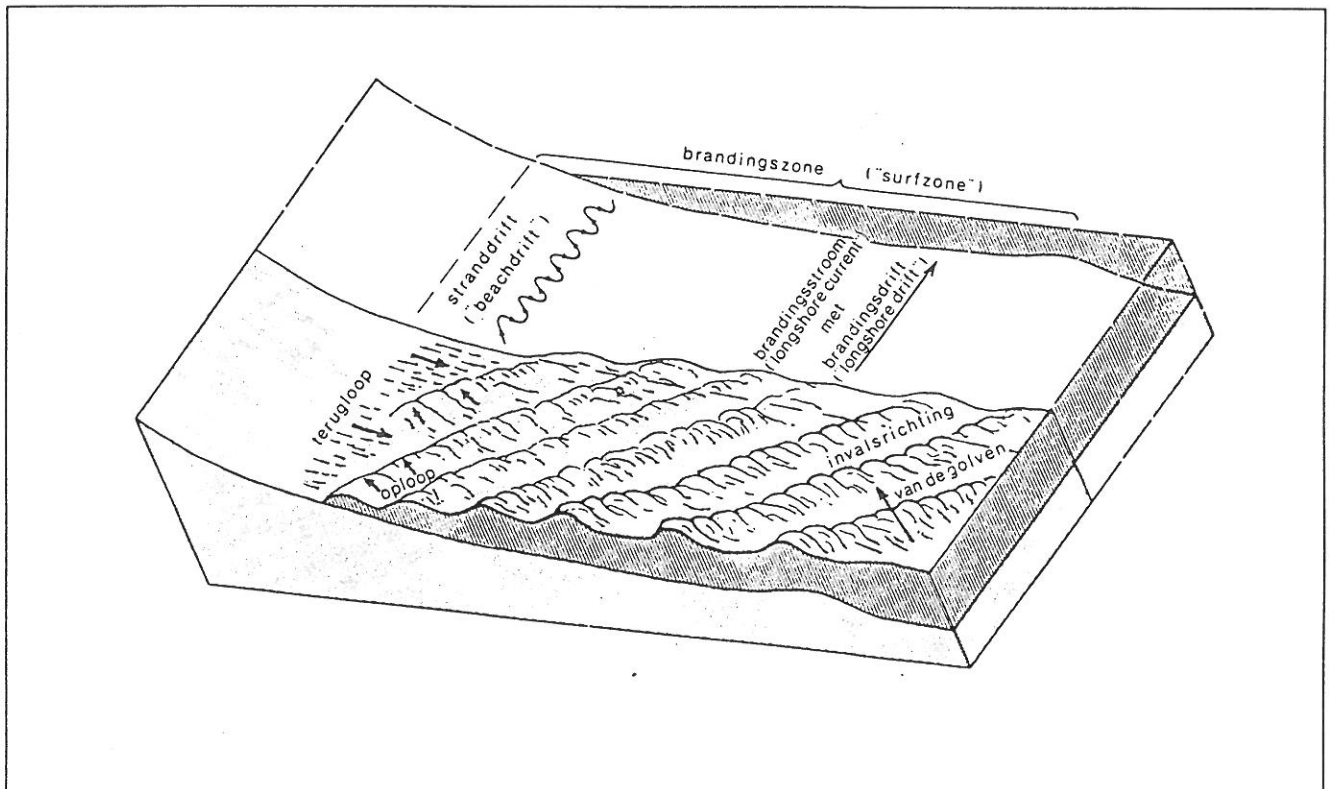
Figuur 1. Verschillende manieren waarop golven kunnen breken, afhankelijk van golftype en strandhelling (Davis, 1994).

Naast directe golfwerking kunnen langs het strand ook stromingen optreden die door golfwerking of getijdewerking veroorzaakt worden (fig. 2.). Hiertoe behoren

scheurstromen, brandingsdrift en stranddrift (De Graaf, 1977), alsook zwinstroming en muistroming (De Moor, 1980)(zie verder). Voor de terminologie met betrekking tot strandmorphologie verwijzen we naar de verklarende woordenlijst.

- **Scheurstromen** zijn zeewaarts gerichte compensatiestromen die op zekere regelmatige afstand voorkomen. Ze kunnen bij stormcondities verantwoordelijk zijn voor een lokaal niet onbelangrijk deficit in het strandbudget.
- Wanneer golven het strand onder een scheve hoek bereiken ontstaat er in de brandingszone een longitudinale compensatiestroming, nl. de kuststroom. Die kan eventuele longitudinale getijdestroming tijdelijk versterken. Wanneer deze voldoende sterk is en materiaal transporteert wordt van **brandingsdrift** gesproken.
- **Stranddrift** is de netto longitudinale sedimentverplaatsing die plaatsvindt onder invloed van de oploop en de terugloop van golven op het strand.

Het transporterend vermogen wordt bepaald door de stroomsnelheid, de turbulentie en de totale lading van de stroming, door de granulometrie van het sediment en door de energie, de hoogte, de steilte, het patroon, het type en de invalshoek van de golven.



Figuur 2. Longitudinaal sedimenttransport onder invloed van golfwerking (De Graaf, 1977).

2.1.1.2. Zee- en getijdestroming

Zeestromen zijn vooral van betekenis in dieper water en worden veroorzaakt door windvelden, drukverschillen, densiteitsverschillen, temperatuursverschillen en saliniteitsverschillen.

Getijstromingen worden veroorzaakt door de verplaatsing van de getijdegolf. Hierdoor heeft het getij een bepaalde hoogte (tijamplitudo). In de Noordzee hangt deze op elke plaats af van de afstand tot het amfidroom punt. De getijdestromingen zijn roterende stromingen. Langs de kust verkrijgen die een overwegend bidirectioneel karakter door het toenemende overwicht van de longshore component van de vloed- en ebpiek. Getijstromen zijn belangrijk voor de aan en afvoer van sedimenten naar de kust. Voor de strandmorphologie is het semi-diurnaal getij, nl. de hoogtij-laagtijcyclus, van groot belang waar zij voor een belangrijk zwin- en muitransport zorgt en de verschillende stranddelen over ongelijke duur aan golven en stromingen blootstelt. Voor uitgebreide literatuur omtrent getijden en getijdestromingen langs de Belgische Kust verwijzen we onder andere naar Codde en De Keyser (1967).

2.1.2. Eolisch zandtransport

2.1.2.1. Eolische transportmechanismen

Verplaatsing van korrelig materiaal op de bodem omvat drie fasen : het losmaken uit het korrelverband, de opname in het transportmilieu en de eigenlijke verplaatsing met de bewegende agens. Eolische processen kunnen waargenomen worden wanneer de kracht die de wind uitoefent op het zandoppervlak ('*shear stress*') de kritische schuifspanning ('*shear stress threshold*') overstijgt. Die drempelwaarde is onder andere afhankelijk van de korrelgrootte, de dichtheid en de cohesie van het bodemmateriaal (Sherman and Hotta, 1990). Cohesie is een van de belangrijkste factoren die de samenhang van partikels bepaalt, maar in zandig materiaal is cohesie relatief gering. Wat betreft de verplaatsing zelf kunnen drie transportmechanismen onderscheid onderscheiden worden, nl. reptatie, saltatie en suspensie (Bagnold, 1941).

- **Reptatie** is de transportwijze waarbij de korrels zich rollend of stootsgewijze verschuivend over het oppervlak voortbewegen, voortgestuwd door de wind of door impulsoverdracht van andere salterende of repterende korrels.
- Bij **saltatie** worden de korrels opgeworpen, door de wind voortgestuwd om vervolgens door de werking van de zwaartekracht terug op het oppervlak terecht te komen. Hierbij volgen ze een parabolische baan (Bagnold, 1941). Door impact geven de zandkorrels hun energie over aan andere korrels die in rust verkeren en die dan opgeworpen worden. Door

windstuwing kan de energie intussen toenemen, zodat die korrels dan hoger springen en nog meer energie verwerven.

- **Suspensie** wordt bij zeer fijne korrelgrootten waargenomen waarbij die dynamisch zwevend over grote afstanden verplaatst worden. De opname gebeurt samen met salterende korrels.

Voor eolisch saltatietransport van zand ligt de kritische snelheid rond 4.5 m.s^{-1} (Bagnold, 1941). Voor reptatie en suspensie zijn de kritische snelheden geringer. Klijn (1981) acht saltatie het belangrijkste eolisch transportmechanisme. Volgens De Moor (mond. meded.) mag het belang van het reptatietransport niet onderschat worden daar dit zich reeds bij geringe snelheden voordoet.

2.1.2.2. Eolisch sedimenttransport

Van belang bij het uiteindelijke sedimentatietransport zijn sedimentologische, geomorfologische, atmosferische, lithologische, hydrologische, biologische parameters en de sedimentbeschikbaarheid.

- Onder **lithologische parameters** verstaan we de granulometrische eigenschappen van het sediment. Naast korrelgrootte blijkt ook korrelvorm belangrijk te zijn. Ook de aanwezigheid van zouten die de cohesiekracht tussen de sedimenten beïnvloedt, speelt een belangrijke rol in het sedimenttransport (Sherman and Hotta, 1990).
- **Sedimentologische of hydrodynamische parameters** karakteriseren de eigenschappen van het bewegend en sedimentverplaatsend milieu.
- In het sedimenttransport hebben **geomorfologische parameters** betrekking op de lokale helling, rugositeit en strandmorphologie daar deze het lokale stromingveld in sterke mate beïnvloeden (Sherman and Hotta, 1990)
- Het zandtransport wordt in sterke mate beïnvloed door de longitudinale en transversale **beschikbaarheid van zand**. Deze laatste hangt zelf af van de kenmerken van het getij (Nordström and Jackson, 1992) en van de meteorologische omstandigheden.
- Verder kan wateruitsijpeling aan de duinvoet als **hydrologische factor** het eolisch transport sterk belemmeren. Dit kan resulteren in het uitblijven van een natuurlijk herstel van de duinvoet na opgelopen stormschade wat kan resulteren in sterke residuele erosie. Ook de mate en snelheid van uitdrogen zijn uitermate belangrijk. Dit wordt beïnvloed door windsnelheid, luchtdruk, zoutspray, beekstroming, diepte van de grondwatertafel, snelheid van infiltratie, ...
- Van primordiaal belang in het eolisch sedimenttransport zijn de **atmosferische factoren**. Deze omvatten luchtdichtheid, windsnelheid, windrichting, temperatuur, bodemvochtigheid, neerslag, relatieve vochtigheid en '*solar radiation*' (Sherman and Hotta, 1990). De luchtdichtheid is van belang aangezien de '*shear stress*' een functie is van luchtdichtheid en

het kwadraat van de windsnelheid nabij het oppervlak. Windsnelheid en windrichting bepalen vanzelfsprekend de sedimenthoeveelheid en de richting van de sedimentverplaatsing. Belangrijk omtrent de intensiteit en richting van het eolisch proces en de hiermee gepaard gaande morfodynamiek is de kustexpositie. Dit is de hoek tussen de kust en de richting van de resulterende windkracht (Depuydt, 1972, 1967). Hierbij dient een onderscheid gemaakt te worden tussen de resultante van alle winden en de resultante van de winden met snelheden die 4 m.s^{-1} overstijgen daar slechts deze laatste van betekenis zijn voor het eolisch transport. Het belang van de temperatuur ligt in het feit dat deze de luchtdichtheid mee bepaalt. Neerslag en bodemvochtigheid bepalen de vochtigheid van het sediment waardoor de '*shear stress threshold*' beïnvloed wordt. Verder veroorzaakt neerslag *splash* wat enerzijds sediment verplaatst en anderzijds de rugositeit van het oppervlak verhoogd. Tenslotte beïnvloeden ook relatieve vochtigheid en '*solar radiation*' de vochtigheid van het sediment.

- Ook de **biologische factoren** spelen een belangrijke rol in het eolisch sedimenttransport. Vegetatie en bodemdieren kunnen de rugositeit van de bodem sterk beïnvloeden. Het voorkomen van vegetatie doet de lokale '*shear stress*' verminderen door demping van de '*shear velocity*' waardoor het transportmechanisme stilvalt of sterk vermindert.

2.1.3. Residueel zandtransport langs de Belgische Kust

De dominante windrichting langs de Belgische kust is zuidwest (Depuydt, 1967) waardoor ook het residueel eolisch zandtransport kustlongitudinaal noordoost gericht is. Tijdelijk kunnen andere windrichtingen evenwel meer effectief zijn. Dit is vooral het geval met de noordoostenwinden (Snacken, 1956). Daar de windrichting ook de invalshoek van de golven bepaalt, volgt hieruit dat stranddrift en brandingsdrift residueel ook noordoostelijk gericht zijn.

Behalve aan eolische- en golfwerking is het strand dus ook onderhevig aan een longitudinaal sedimenttransport door getijdestromen. Daar de noordoostelijk gerichte vloedstroom een hogere pieksnelheid bereikt dan de zuidwestelijk gerichte ebstroom ontstaat er een residueel zandtransport van grovere sedimenten naar het noordoosten en van fijnere sedimenten naar het zuidwesten (De Moor, 1992a).

Dit residueel eolisch en subaquatisch sedimenttransport resulteert in een litorale drift langs de Belgische kust die residueel oostelijk gericht is.

Transversaal op de kustlijn georiënteerde structuren vormen een barrière voor zowel de eolische als de subaquatische zanddrift. Dit kan ontstaan geven aan submariene

haakwallen aan pieren, accumulatie van eolische sedimenten aan golfbrekers en aanzandingen in vaargeulen (De Moor en Konings, 1988). Hierdoor ontwikkelt er zich bijvoorbeeld aan de westelijke havendam te Zeebrugge een breed strand met embryonale duinvorming op het hoogstrand terwijl er zich aan de oostelijke dam onder invloed van de ebstroom en door ombuigende armen van de vloedstroom een meer slibbig strand voorkomt waar eveneens embryonale duintjes tot ontwikkeling komen. Ook de haakwal die momenteel de zwinmonding naar het oosten duwt, wordt gevoed door grovere sedimenten van het Knokse strand die door de oostwaartse kustdrift verplaatst wordt (De Moor, 1992a).

2.2. Verstuivingen en overstuivingen

Verstuivingen zijn erosieve processen waarbij zand door windwerking weggeblazen wordt. Ze geven onder andere ontstaan aan 'blow outs' (pannen), windkerven, deflatieputten en -geulen rond obstakels en aan de voet van duinhellingen. Het weggeblazen zand kan aanleiding geven tot overstuivingen. In een begroeid duinterrein ontstaan verstuivingen wanneer het plantendek wordt beschadigd of op een natuurlijke wijze degradeert en de lokale windsnelheid voldoende groot is voor de opname en transport van zand (Klijn, 1981). Factoren die bij dit erosieproces een rol spelen zijn micro- en macroklimatologische omstandigheden, de expositie t.o.v. zon en wind, de grondwatertop, het substraat, en de aanwezigheid van invloeden als betreding, begrazing, afgraving of obstructies (vb. bunkers). Wanneer de vegetatie van de zeereep bij sterke aanlandige wind ondermijnd wordt, vormen zich windkerven (windgeulen). De wind begint nu op die plaats sterkere turbulenties te vertonen waardoor deze deflatiegeul zich verder uitdiept. Wanneer het niveau van de uitblazingsvallei ('blow out') dermate laag is dat bij stormvloed inundatie van een achterliggend gebied mogelijk wordt spreken we van een **slufter**. Verder kan het verstuivingsproces vorm geven aan uiteenlopende secundaire duinvormen zoals ketelduinen, secundaire paraboolduintjes,... Verlaging van de grondwatertop kan eveneens een belangrijke rol spelen voor het ontstaan van verstuivingen. Die verlaging kan veroorzaakt worden door klimatologische omstandigheden, door menselijke grondwaterverlaging maar ook door kustafslag op de duinreep. In dit laatste geval gaat de mariene kusterosie de eolische erosie stimuleren.

Overstuiving is een accumulatief proces waardoor jongere bewegende sedimentaire structuren zich boven oudere komen vestigen. Klijn (1981) gebruikt deze term ook om de zandafzetting aan te duiden die zich voordoet aan de lijzijde van een duin ingevolge de aanwezige windschaduw (de zogenaamde stort- of progradatiehelling). Op sommige plaatsen kan begroeiing het effect vergezellen. Die storthelling is rechtlijnig en heeft voor middelmatig zand bijna altijd een hoekwaarde van ongeveer 30°. Aan de lijzijde van

obstakels kan ook sedimentatie optreden onder de vorm van min of meer langgerekte slierten (windschaduwvormen). Bij storthellingen en windschaduwvormen accumuleert in de onmiddellijke lijzijde vooral repterend en salterend zand terwijl suspensiemateriaal zich in een meer uitgestrekte strooizone afzet. De transportafstand is dus afhankelijk van de manier waarop het sediment zich verplaatst.

2.3. Erosieve hellingsprocessen

2.3.1. Afspoeling

Afspoeling van materiaal langs duinhellingen treedt op bij buien enerzijds door 'splash erosion' en anderzijds door afspoelend regenwater. Bij splash wordt zand weggeduwd door de invallende regendruppels die er als het ware een inslagkrater nalaten. Afspoeling wordt bevorderd doordat het zand, vooral bij aanwezigheid van humus, tijdens buien dichtslaat en de infiltratiecapaciteit beperkt (Klijn, 1981). Bij bevochtiging van de bovenste laag wordt lucht ingesloten waardoor verdere infiltratie verminderd wordt. Belangrijke factoren bij afspoeling zijn de begroeiing en hellingsgraad van de duinoppervlakken.

2.3.2. Afschuiving

Wanneer de hellingsgraad van een kaal duinoppervlak te groot wordt zodat de statische evenwichtshelling van de duinsedimenten overschreden wordt, kan afschuiving van zandpakketten waargenomen worden totdat de dynamische evenwichtshelling hersteld is (De Moor, 1981). Dit gebeurt veelal onder de vorm van grote zandtongen die zich geleidelijk hellingsafwaarts verplaatsen. Dergelijke geomorfologische processen kunnen aan de lijzijde van actieve paraboolkernen of transversale loopduincomplexen veelvuldig waargenomen worden.

2.4. Betreding

Bij betreding kan zand over korte afstand worden verplaatst. Belangrijk is evenwel dat ook de vegetatie hierbij beschadigd wordt zodat windwerking voor belangrijke erosie kan zorgen. De uiteindelijk schade die door betreding aangebracht wordt, is onder meer afhankelijk van de mate van betreding, de vegetatie en de hellingsgraad.

2.5. Kusterosie en Kustaanwas

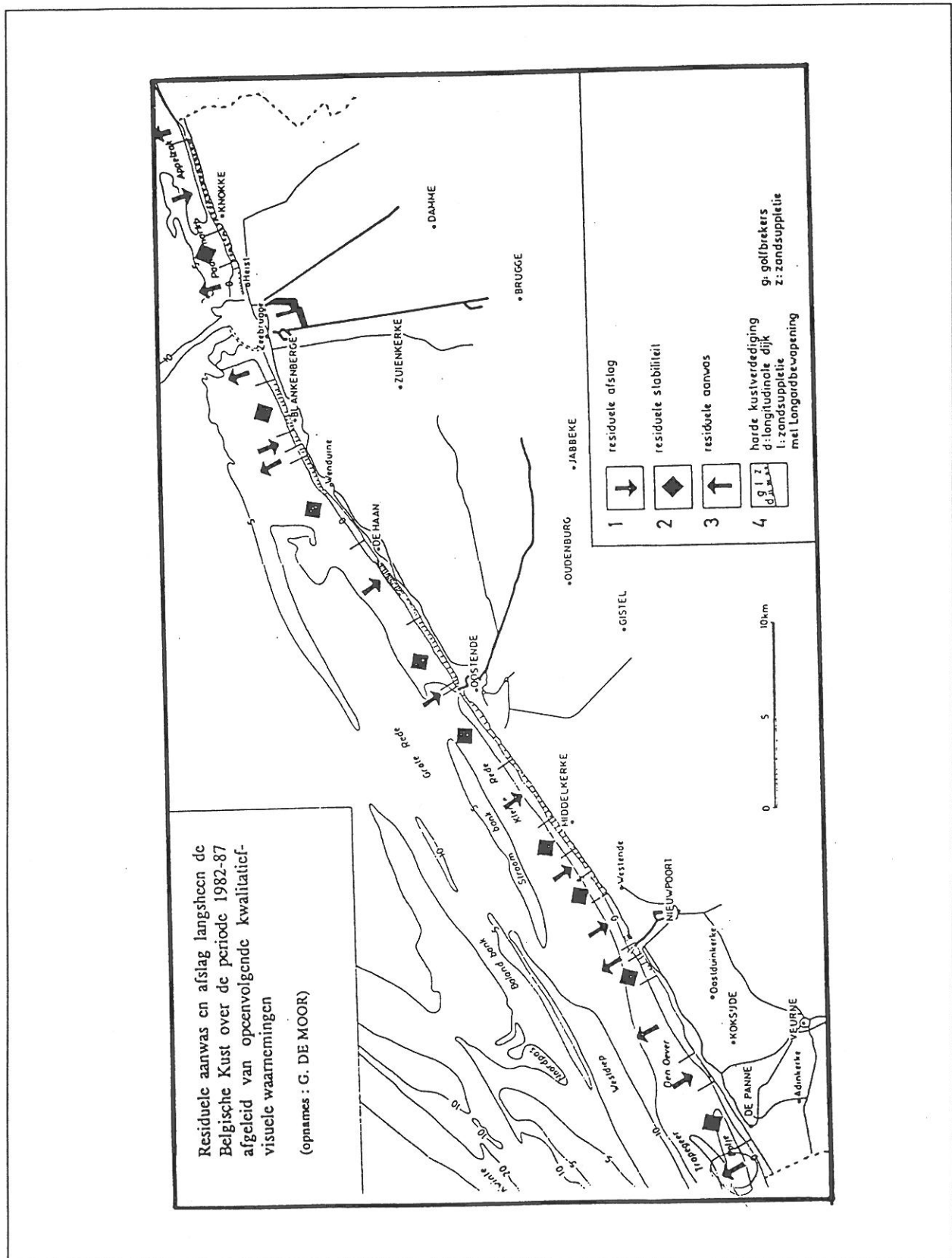
2.5.1. Residueel stranddynamisme

Langs de Belgische Kust kan men verschillende sectoren waarnemen die gekenmerkt worden door een min of meer intense **residuele erosie** of **residuele aanwas** (De Moor, 1979, 1988, 1991) (fig. 3.). Residuele erosie of aanwas is de dynamiek die zich over een langere periode ontwikkelt als resultante van talrijke opeenvolgende fasen van erosie of afzetting waarbij uiteindelijk de ene fase de andere domineert. De oorzaak ervan kan voor sommige zones in verband gebracht worden met het nabije kustmanagement. Zo kan de aanwas te Zeebrugge en de erosie te Knokke en ten oosten van Nieuwpoort in verband gebracht worden met de aanwezigheid en de uitbouw van de pieren en havendammen. Deze transversaal op de kust georiënteerde verdedigingsstructuren onderbreken de oostwaarts gerichte residuele zanddrift.

2.5.2. Erosieve megaprotuberans

In andere zones kan de strandevoluitie gezien worden als een natuurlijk verschijnsel. Sommige erosieve zones worden door De Moor (1979, 1981, 1992^a, 1992^b) verklaard als erosieve fasen die voorkomen gedurende een agressieve fase van een natuurlijk cyclisch verschijnsel. Hierbij worden zandige kustsectoren eerst afgeslagen en later terug hersteld. Dergelijke **erosieve megaprotuberansen** (De Moor, 1979, 1981, 1992^a, 1992^b) zijn momenteel werkzaam ten westen van De Panne, voor Koksijde, voor Lombardsijde en tussen Bredene en De Haan. Tussen deze sectoren met kustafslag liggen er andere waar stabiliteit en zelfs aangroei waargenomen kan worden zoals te De Panne en Oostduinkerke.

Het verschijnsel van erosieve megaprotuberansen omvat strandverlaging, terugwijken van de duinvoet en afbraak van de zeereep waardoor grote zandpakketten vanuit de duinen op het hoogstrand terecht komen die het deficit lokaal tijdelijk kunnen compenseren. Ook binnen een erosieve megaprotuberans hebben stormen een grotere weerslag. Hierbij kan verdere afslag leiden tot doorbraken in de zeereep waardoor strandverdedigingswerken noodzakelijk worden teneinde inundatie van het lager gelegen hinterland te voorkomen.



Figuur 3. Residuele aanwas en afslag langsheen de Belgische Kust over de periode 1982-1987 (De Moor, 1991).

2.5.3. Accumulatieve megaprotuberans

De residuele aanwas te Oostduinkerke wordt door De Moor (1991) verklaard als gevolg van het passeren van een accumulatieve megaprotuberans die zich longitudinaal in de natte-strand zone verplaatst in de richting van de residuele tijstroom. Het bestreken gebied is veel groter dan dat van een strandgolf, de verschijningsduur veel langer en de verplaatsing gebeurt zeer langzaam. Rugwerking en zwinwerking vormen een complex onderdeel van dit mechanisme, dat echter grotendeels gebonden is aan een discontinuë aanvoer van zandmassa's (De Moor, 1991). Het verschijnsel kan gezien worden als de tegenhanger van een erosieve megaprotuberans. Op het strand tussen Oostduinkerke-Bad en Groenendijk-Bad wordt het positief strandbudget geïllustreerd door de vorming van embryonale duintjes op het hoogstrand. Residuele aanwas neemt niet weg dat er 's winters afslag optreedt.

2.5.4. Cyclischeit

Het natuurlijk cyclisch karakter van de megaprotuberansen wordt door De Moor (1979, 1981) geïllustreerd met historische gegevens omtrent het in 1976 opnieuw zichtbaar worden van strandverdedigingsstructuren door terugwijken van de zeereep in Klemskerke Vosseslag. Deze structuren werden rond 1910 gebouwd ten einde het achterliggend lager gelegen gebied te beschermen in een periode van verhoogde erosie. Vanaf 1930 werden deze structuren opnieuw door de zeereep overstoven wat erop wijst dat er zich een ommekeer in het stranddynamisme had voorgedaan. Vanaf 1960-1970 heeft een nieuwe erosiefase deze zone terug getroffen, wat leidde tot het terugslaan van de zeereep waardoor de dijk in 1976 van onder de zeereep verscheen. Spijts de strandverhogingen van 1978 en 1980 in deze zone rond Vosseslag is deze oude dijk in 1994 gedeeltelijk terug blootgelegd.

Herhaaldelijk worden ook seizoenale veranderingen waargenomen. Bij stormen kan de duinvoet aangetast worden wat leidt tot de vorming van een afslagklif aan de zeewaartse zijde van de zeereep. Klifvorming vindt vooral plaats tijdens de maanden met een hoge stormvloedfrequentie. Tijdens de zomermaanden, met een minimale stormvloedfrequentie, kan de duinvoet deels of volledig in gevolge eolische aanvoer terug hersteld worden. Hieruit wordt vaak afgeleid dat het stranddynamisme een seizoenaal karakter heeft. Er dient te worden opgemerkt dat er zich ook buiten stormperioden en tijdens de zomermaanden sterke verliezen op het strand kunnen voordoen ten gevolge van zwinwerking (erosie door zwinstroming vooral wanneer de wind lange tijd met de stroomrichting van het zwin samenvalt). Daar die erosie niet op het hoogstrand plaatsvindt en alleen bij laagwater

zichbaar is, wordt ze dikwijls minder gemakkelijk opgemerkt. Een verlaging van 20 cm op het middenstrand is nauwelijks met het blote oog waar te nemen maar het deficit in het strandbudget kan groter zijn dan bij sterke klifvorming tijdens stormvloed. Slechts met sequentiële topografische opnames over korte en lange termijn kan een duidelijk inzicht gekregen worden in de lokale stranddynamiek. Bij stormafslag wordt het geërodeerde zand dikwijls in de zwinen opgeslagen waardoor het gehele nat strand tijdelijk een meer afgevlakt karakter verkrijgt.

Cycliciteit in de stranddynamiek is ook zichtbaar in het passeren van strandgolven en strandvensters (De Moor, 1981). Strandgolven en strandvensters zijn respectievelijk longitudinaal verschuivende lage zandbulten (of langgerekte zandgolven) en verlagingen op strandruggen. De lengte varieert van een 100-tal tot een 1000-tal meter. Soms kan ook een transversale verschuiving van strandruggen waargenomen worden. De Moor (mond. meded.) is van oordeel dat het hier eerder om oscilaties gaat, gebonden aan het zwinmechanisme en aan zandaanvoer, dan om continue landwaartse verschuivingen.

De Moor (1991) wijst erop dat de eolische stranddrift (het netto sedimenttransport in gevolge eolische processen) een belangrijke rol speelt bij de stabilisatie van de duinvoet omdat die 's zomers een buffer tegen de winterse verliezen opbouwt. Hij meent ook dat onoordeelkundig aanbrengen van strandschermen aan de lijzijde van de beplante zone tot verminderde eolische aanvoer kan leiden en daardoor tot residuele erosie aan de duinvoet kan aanzetten. Hij meent ook dat uitvloeit van duinwater enerzijds en het voorkomen van strandvensters, dit zijn lage zadels in opeenvolgende strandruggen, een rol kunnen spelen bij lokale residuele erosie.

2.5.5. Kustverdediging

Erosie kan leiden tot noodzakelijke strandverdedigingsstructuren om inundatie van hinterland te voorkomen. Hier kan een onderscheid gemaakt worden tussen harde en zachte strandverdedigingsmiddelen. Deze hebben tot doel de stranderosie te stoppen of de toegankelijkheid van havens te verbeteren maar kunnen echter ook een negatief effect hebben op geomorfologische of morfodynamische processen. Voor een inventarisatie van recente strandverdedigingsstructuren (tot 88) langs de Belgische kust verwijzen we naar De Moor (1988^b)

2.5.5.1. Harde strandverdedigingsstructuren

Zeeweringen zijn kustlongitudinale sterkhellende muren of dijken die tegen de duinvoet gevestigd zijn. Deze voorkomen terugslag van de zeereep waardoor echter het natuurlijk mechanisme van een terugschrijdende kustgordel belet wordt. Hierdoor kan de energieconcentratie op een smalle gefixeerde strandzone sterk toenemen. Wegens het ondoordringbare materiaal waaruit vele zeeweringen gemaakt zijn, wordt infiltratie van de oplopende golven voorkomen waardoor het backwash-volume sterk toeneemt. Dit alles kan leiden tot een afname van de strandbreedte, een verlaging van het strandniveau en verdwijning van het droog strand (Viles H. and Spencer T., 1995).

Golfbrekers, havendammen en pieren zijn transversaal op de kust georiënteerde structuren. Deze structuren onderbreken het kustlongitudinaal zandtransport waardoor lokaal ('*updrift*') aanwas en ('*downdrift*') erosie waargenomen kan worden. Door de aanwezigheid van deze harde strandverdedigingsstructuren hebben sommige strandsectoren langs de Belgische kust (vb. tussen Middelkerke en Mariakerke) hun typische zwinrugmorphologie verloren en verkrijgen ze een geuniformiseerd (rechtlijnig en aangepast aan de voet van de zeewering) karakter.

Evenals golfbrekers hebben stuifschermen en rijshouthagen tot doel zand te vangen. Op andere plaatsen waar ze niet voorkomen kan dit echter leiden tot een deficit in het zandbudget waardoor opgelopen stormschade niet hersteld wordt en tot residuele erosie leidt.

2.5.5.2. Zachte strandverdedigingsstructuren

Als alternatief voor harde strandverdedigingsstructuren wordt alsmaar meer gekozen voor zachte middelen. Langs de Belgische kust wordt strandophoging, zandsuppletie, zandsuppletie met interne buisbewapening volgens het Deense Longardsysteem of zandsuppletie gepaard met aanleg van een vooroeverberm toegepast.

Deze alternatieve methoden hebben als voordeel dat ze het natuurlijk zandtransport niet of veel minder belemmeren dan de harde structuren, landschappelijk verantwoord en toeristische uitbating niet beperken. Wel zijn dit slechts tijdelijke en daardoor zeer kostelijke oplossingen.

Er dient te worden opgemerkt dat waar langs de Belgische kust zandsuppletie volgens het Deense Longardsysteem toegepast werd, de interne buisbewapening na zekere tijd bloot op het strand kwam te liggen. Dit kan uiteraard niet meer als een zachte strandverdedigingsstructuur gezien worden.

3. Duinvorming

3.1. Sedimentaanvoer

Het ontstaan van kustduinen wordt in hoofdzaak bepaald door vier factoren, nl. zand, wind, zee en vegetatie. De mariene en eolische processen kunnen zowel accumulatief als erosief zijn. De zandige sedimenten vormen de bouwmaterialen. De vegetatie kan het aangevoerd zand vangen en al dan niet blijvend fixeren. De bestaansduur van duinen hangt dikwijls af van de aanvoer van vers kalkrijk zand omdat dit de ontwikkeling van de vegetatie beïnvloed. Hierbij kan ook de aanvoer van spray evenals de aanvoer van vlottend materiaal (algenresten, wieren, wrakhout,...) op de hoogwaterlijn een rol spelen. Vers kalkrijk zand kan ook landinwaarts in de duinen geleverd worden ingevolge herwerking van oudere sedimenten door deflatie.

De verplaatsing van rollend en salterend zand door wind of stromingen gebeurt niet uniform maar onder de vorm van verschuivende sedimentaire oppervlaktevormen ('**bedforms**') die met de wind of stroomrichting meebewegen en hetzij parallel ('longitudinaal') met de windrichting verlopen ('slierten') hetzij transversaal ('ribbels, megaribbels') op de windrichting staan. Bij transversale verplaatsing is er meestal een asymmetrisch steile lijzijde. Hetzelfde gebeurt met de getijdestroomeffecten in zwinnen en op ruggen. Golven veroorzaken vooral het opwerpen van zand dat zo ter beschikking komt van stromingen. Die kunnen eventueel door de golven zelf tot leven geroepen worden (zoals stranddrift bij schuin invallende golven). Golven op zichzelf veroorzaken alleen een opwerpeffect en in ondiep water een heen en weer verplaatsing van dit zand. Dit uit zich in het ontstaan van symmetrische golfribbels. Het is de verplaatsing van de **bewegende sedimentaire oppervlaktestructuren** door het water of de wind die voor de eerste zandaanvoer kan zorgen.

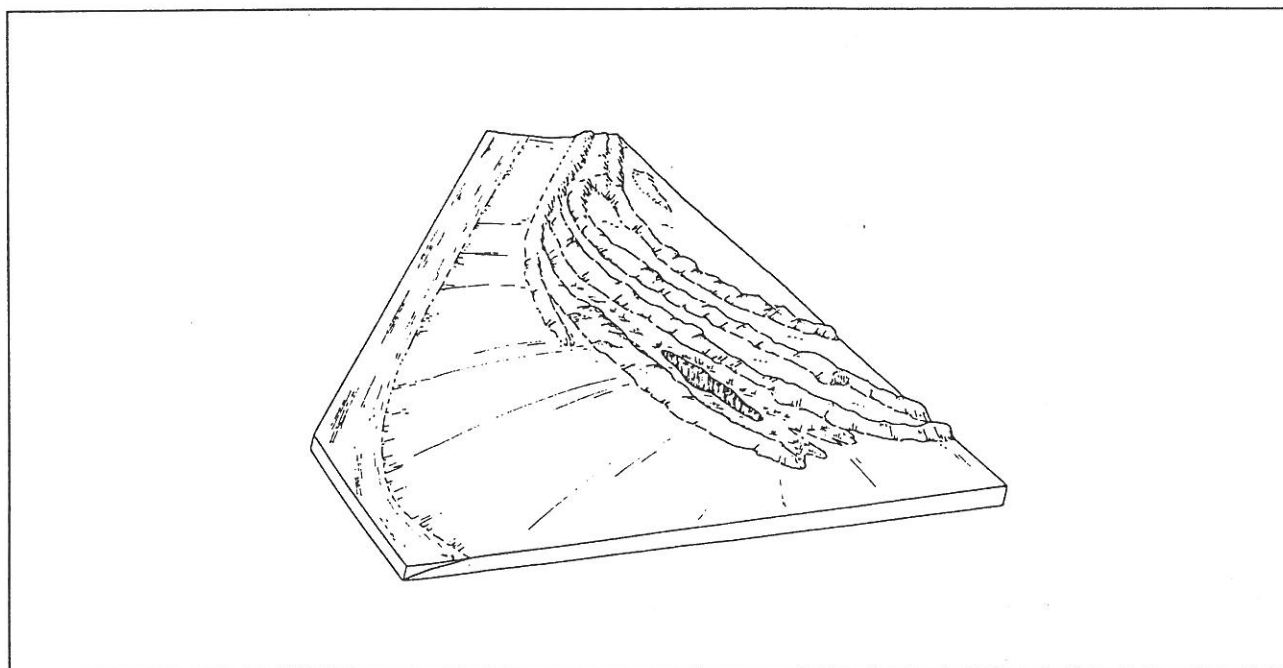
Om door eolische werking vanaf het strand een effectieve aanwas op hoogstrand en duinreep te krijgen, moet het bovenste zandlaagje voortdurend gedroogd worden ofwel moet de windsnelheid dermate zijn dat nat zand getransporteerd kan worden. Langs de Vlaamse kust kan zand transversaal vanaf het strand aangevoerd worden bij aanlandige wind. Meestal gebeurt de aanvoer longitudinaal (longshore of schuin) door de dominante wind- en stroomrichting. Voor effectieve zandwinst in de zone van het droog strand en de duinvoet is het van groot belang dat de windtransversale 'bedforms' ingevolge wrijving in de hellende strandzone een landwaartse rotatie ondergaan. Een analoog proces conditioneert de zandbanken voor de kust (De Moor, 1983, 1985, etc.).

Aanvoer van zand is op zichzelf niet voldoende. Er moet ook accumulatie optreden en dit kan gebeuren ingevolge fixatie door vegetatie ofwel ingevolge overstuiving (meestal) van bestaande sedimentaire structuren door andere.

3.2. Duinvorming door opvangen en fixeren van zand door vegetatie

Zeer dikwijls ontstaat duinvorming doordat de vegetatie fungeert als **zandvang** voor het salterend of repterend zand waardoor kleine strandduintjes op het hoogstrand kunnen uitgroeien tot embryonale duintjes ('**parallele organogene duinvorming**', De Ceunynck, 1992) (fig.5.). Deze kunnen verder uitgroeien tot een aaneengesloten longitudinale rug afhankelijk van de windrichting en windsterkte, het zandbudget, de mariene erosie (stormvloedhoogte en frequentie), het vochtgehalte, de rijkdom aan voedingstoffen in de bodem en ook de eigenschappen van de vegetatie (Klijn, 1981). Op die manier kan zich een **lage windreep** of een **beginnende 'zeereep'** vormen.

Bij voldoende zandaanvoer kan zich voor deze 'zeereep' een nieuwe rij embryonale duinen ontwikkelen die tot een nieuwe windreep en later eventueel een zeereep kunnen uitgroeien. Deze is meer zeewaarts gelegen en betekent dus een progradatie van het hoogstrand. Op die manier kan ook een deel van het hoogstrand of van een strandvlakte van zee afgesloten worden. Dergelijke wind- en zeerepen noemt Klijn (1981) **primaire duinruggen** met tussenin **primaire duinvalleien** of (on)volledige afgesnoerde strandvlakten (fig.4).



Figuur 4. Afgesnoerde strandvlakten (Klijn, 1981).

Voor de ontwikkeling van duinvormen is **fixatie van zand door vegetatie**, die zich op de zandaccumulatie ontwikkelt, eveneens van groot belang.

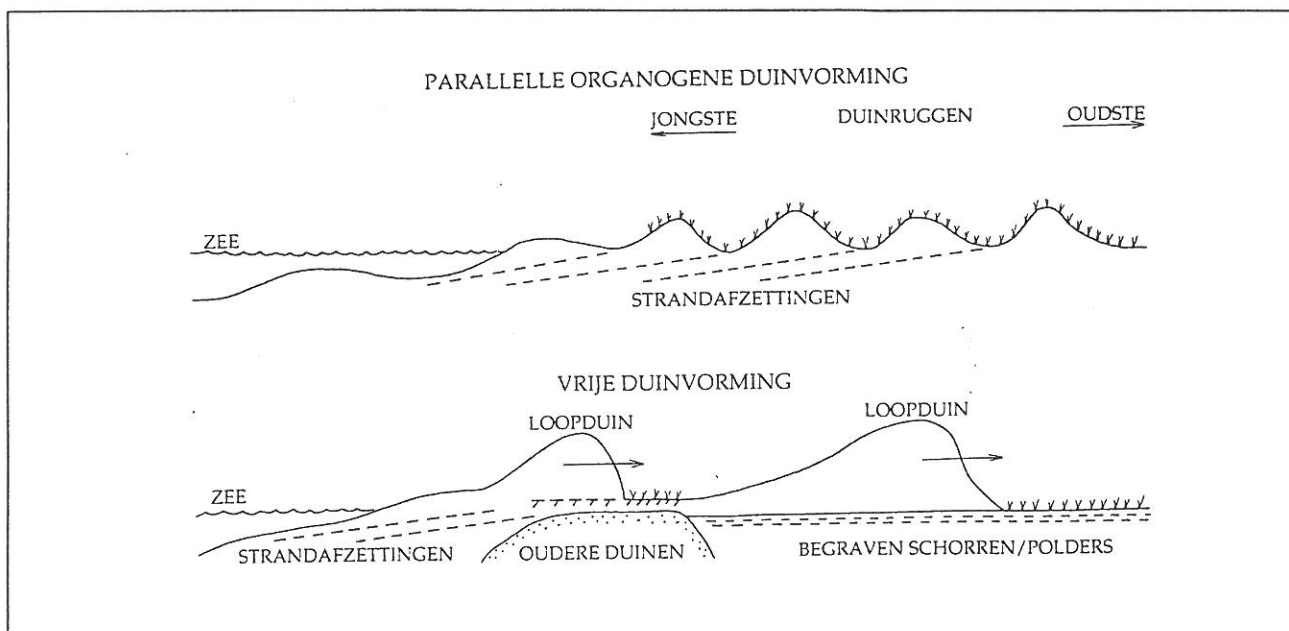
Een van de belangrijkste voorbeelden waar fixatie door vegetatie of door grondwater optreedt, is bij de ontwikkeling van paraboolduinen. **Paraboolduinen** zijn duinvormen die een paraboolachtige planvorm hebben met loefwaarts verlagende armen en een hogere kern. De armen zijn naar de dominerende windrichting toe gericht in tegenstelling tot barkanen. De armen ontstaan doordat de uiteinden van de kern door vegetatie vastgehouden worden terwijl het zand uit de tussenliggende depressie naar de kern toe verplaatst wordt. Hierdoor blijft de hogere asymmetrische kern groeien en sneller bewegen voor zover de vegetatie dit nog toelaat.

Er dient te worden opgemerkt dat paraboolduinen (evenals andere actieve duinlichamen) zich niet met een constante snelheid maar microcatastrofaal voortbewegen. Volgens De Moor (mond. meded.) is microcatastrofaal hier te beschouwen als discontinu, plots en niet te voorzien maar zonder dat de effecten van de afzonderlijke fasen grote afmetingen aannemen. Dagenlang kan aan de lijzijde van een paraboolduin geen beweging waargenomen worden waarna plots onder bepaalde meteorologische condities het geheel zich in enkele uren meters kan verplaatsen. Dit karakter de waarneming en de opvolging ten eerste en kenmerkt ook andere kustprocessen zoals stormafslag. De vraag naar de dynamiek van paraboolduinen zou enkel beantwoord kunnen worden door middel van sequentiële topografische opnames over een langere periode. Vergelijkende kaartanalyses laten hier geen wetenschappelijk antwoorden toe wegens een te onnauwkeurige kartering.

Aan de Belgische kust domineren paraboolduinen op vele plaatsen het duingebied achter de zeereep. Volgens Depuydt (1972) ontwikkelden ze zich door verdere aangroei vanuit diep uitgeschuurde zeereepgeulen die schuin ten opzichte van de zeereep staan en zich landinwaarts uitbreiden. Deze hypothese, die door geen sedimentologische gegevens gestaafd wordt, veronderstelt dan dat in het Westhoekreservaat waar drie gordels parallelle paraboolduinen voorkomen ook verschillende parallelle zeerepen zouden ontstaan zijn. De Ceunynck (1992) maakt voor de Belgische westkust een onderscheid tussen de grote paraboolduinen in het landwaartse deel van de duingordel en de kleinere paraboolduinen elders. Hij stelt dat de grote paraboolduinen van de Belgische Westkust zich uit vegetatieloze loopduinen ontwikkelden onder invloed van de grondwatertafel en vegetatie die in het jonge duinlichaam tot stand kwam. De kleinere paraboolduin vormen zijn door latere verstuiwingen ontstaan zijn in een al min of meer gefixeerd landschap (De Ceunynck mond. meded.).

3.3. Duinvorming zonder vegetatie

Wanneer de vegetatie geen vat heeft op de verstuiwingen op het strand en in de duingordel kunnen plaatselijk opeenvolgende megaribbels boven op elkaar afgezet worden zodat het duin in hoogte en afmeting groeit. De Ceunynck (1992) noemt duinvorming zonder tussenkomst van vegetatie '**vrije duinvorming**' (fig.5.). Hierbij kunnen vrije onbegroeide duinen zoals loopduinen ook landinwaarts of longshore in de duingordel bewegen. Klijn (1981) gebruikt de naam '**loopduinen**' voor onbegroeide transversale golfvormige duinlichamen met een zwakhellende loefzijde waar deflatie optreedt en een steile lijzijde waar afzetting domineert. De lengteas van een loopduin staat loodrecht op de verplaatsingsrichting. Van grotere omvang dan loopduinen is een **loopduinreeks**. Deze duidt op een massaal en relatief snel zandtransport (Klijn, 1981) zoals in de eerste fasen van de jonge duinvorming (zie verder). Deze auteurs nemen ook aan dat de vorming van dergelijke zandmassa's gepaard gaat met eolische landinwaartse verplaatsing van zand vanaf het strand. Bij deze genese zouden grote loopduinen landinwaarts over oude duinen heen het achterliggend al dan niet ingepolderde wadgebied intrekken of zelfs oudere substraten begraven (fig.5.). Of daarbij de positie van de kustlijn veranderde is onduidelijk.



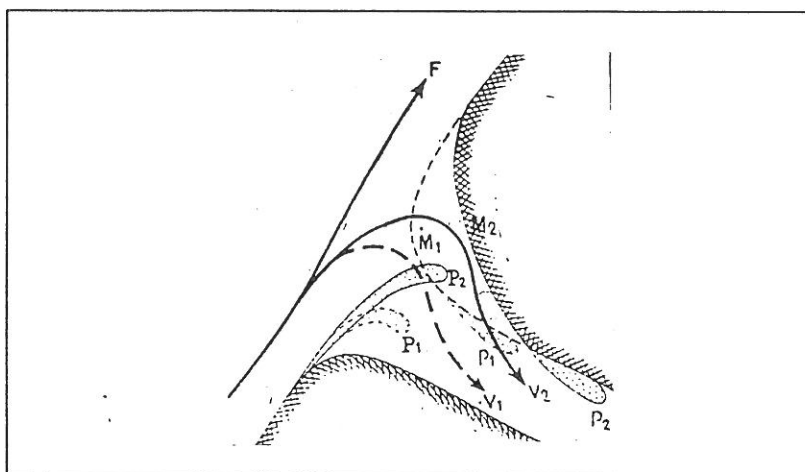
Figuur 5. Parallele organogene duinvorming en vrije duinvorming (De Ceunynck, 1992).

3.4. Duinvorming aan estuaria

In **estuaria** (trechtersvormige riviermondingen) en **geulmondingen** wordt de waterhuishouding behalve door afstromend rivierwater in sterke mate door de getijden beïnvloed. Bij sterke afname van het aandeel uitstromend water door veranderingen in het

rivierregime of door vermindering van de bergingscapaciteit van het achterliggend gebied, bij migratie van de rivier of getijdegeul of door snelle zandaanvoer van de kust waardoor schoorwallen ontstaan, kan een estuarium verzanden waardoor duinvorming op drooggevallen delen mogelijk wordt. Schoorwallen of haakwallen kunnen een deel van het estuarium afsluiten waardoor de achterliggende 'strandvlakte' droog valt of deels naar een wad evolueert.

Interessant zijn de door Briquet (1930) naar voor gebrachte termen '*poulier*' en '*musoir*' met betrekking tot estuaria en geulmondingen (fig. 6.). Een poulier is een haakwal van relatief grover materiaal die zich in de richting van de dominante stranddrift ontwikkelt. Hij heeft de vorm van een langwerpige zandtong waarop duinvorming mogelijk wordt. Langs de andere zijde (lijzijde ten opzichte van de dominerende stranddrift) van geul- of riviermondingen bevindt zich de musoir. De uitstromende rivier of geul kan het kustlongitudinale kustdrift onderbreken of sterk beïnvloeden wat een verschil in zandaanvoer tussen poulier en musoir kan veroorzaken. Dit en het verschil in sedimentatiemilieu tussen een poulier en een musoir zou het morfologisch verschil ertussen kunnen verklaren. Volgens Briquet (1930) is een poulier een accumulatielichaam terwijl een musoir aan erosie onderhevig is. Bij migratie van de rivier of geul (meestal in de richting van de kustdrift) kunnen zich verschillende pouliers achtereenvolgens vormen terwijl de musoir achteruit schrijdt (fig. 6). Bijkomend onderzoek zou aangewezen zijn om na te gaan of deze terminologie van toepassing is op het voormalige IJzerestuarium, het Zwinestuarium of andere 'tidal inlets' die langs de kust bestaan hebben (bv. te Bredene).



Figuur 6. Evolutie van een estuarium waarbij F de kustdrift, V de successieve binnendringende vloedstromen, M de positie van de musoir en P de positie van de interne en externe pouliers zijn (Briquet, 1930).

3.5. Primaire versus secundaire duinvorming

Eens een duinlandschap gefixeerd is kunnen nieuwe secundaire verstuingen zich voordoen. **Secundaire processen** zijn alle eolische processen die vervorming en verplaatsing van reeds bestaande duinen tot gevolg hebben (Klijn, 1981). Oorzaken hiervoor kunnen klimatologisch (droogte), meteorologisch (stormvloeden), antropogeen (houtsprokkel) of biogeen (overbegrazing) zijn. Deze secundaire processen geven ontstaan aan verschillende geomorfologische duinentiteiten, vb. ketelduinen, sluffers, wingeulen, uitblazingskommen, enz.. Volgens Klijn (1981) hebben loopduinen een secundaire oorsprong en ontstaan ze door sterke degradatie of vernietiging van de vegetatie. Ook paraboolduinen ontwikkelen zich volgens Depuydt (1972) en Klijn (1981) uit diep uitgeschuurde zeereepgeulen en hebben daarmee een secundaire oorsprong. De Ceunynck (1992) stelt dat de grote paraboolduinen van de Belgische Westkust een primaire oorsprong hebben. Loopduinen ontwikkelden zich daar volgens hem door grote verstuingen vanop het strand. De grote paraboolduinen ontwikkelen zich vervolgens landinwaarts uit deze loopduinen onder invloed van de in het jonge duinlichaam tot stand gekomen grondwatertafel en vegetatie. De Ceunynck (mond. meded.) stelt echter wel dat niet alle loopduinen en paraboolduinvormen een primaire oorsprong hebben. De "wandelduinen" in de Westhoek en de Karthuizerduinen (loopduinen) en de kleinere paraboolduinen van de schipgatduinen evenals de kleinere paraboolduinen gesuperponeerd op de grote paraboolduinen in het zuiden van de Westhoek hebben volgens hem een secundaire oorsprong.

De praktijk leert echter dat het niet altijd mogelijk is uit te maken of een bepaalde duinvorm een primaire dan wel een secundaire oorsprong heeft. Vele duinentiteiten hebben deels een primaire, deels een secundaire oorsprong.

4. Morfogenese van de Vlaamse kustduinen

Het ligt buiten de doelstelling van deze studie om een gedetailleerde paleogeografische evolutie van de Vlaamse Kustvlakte tijdens het Holoceen te geven. Hierna volgt een algemene schets met aanduiding van de belangrijke duinvormingsfasen. Voor meer diepgaande geologisch geïnspireerde visies verwijzen we onder meer naar Briquet (1930); Tavernier (1947); Guilcher (1954, 1965); Amerijckx (1961); Tavernier en Amerijckx (1970); Baeteman (1985, 1978); Mostaert (1985); De Ceunynck (1986, 1987, 1992); Köhn (1989), Houthuys en De Moor en Sommé (1993).

4.1. De Vlaamse Kustvlakte

De 65 km lange Belgische kust verloopt min of meer rechtlijnig van WSW naar ENE. De actuele kust is een open macro- tot mesotidale strandkust, gekenmerkt door een natuurlijke zwin-rugmorphologie en aanleunend tegen een continue duingordel (De Moor, 1978). Slechts in de Yzermondung en ter hoogte van de zwingel komen nog actieve wadgebieden voor. De Belgische kustlijn maakt deel uit van een afgedichte schoorwal ('island barrier') die zich uitstrekt van het Noordfranse Cap Blanc Nez tot Esbjerg in Denemarken en waarvan de waddeneilanden nog een resterend voorbeeld zijn. Bij ons is het voormalige wad dat zich achter de duingordel bevond door inpolderingen en dichten van tijgaten ('tidal inlets') herschapen in de polders. Deze liggen nog steeds laag genoeg om tijdens hoogtij onder te lopen indien er geen natuurlijke (zeereep) en artificiële (sluizen en zeeweringen) kustbescherming aanwezig was (De Moor en Pissart, 1993).

4.2. Mariene overstromingsfasen

De opbouw van de Belgische kustvlakte is genetisch verbonden met de Flandriaanse (Holocene) zeespiegelstijging die optrad na het Weichseliaan, de laatste ijstijd die ca. 10.000 BP eindigde. Die genese bestaat in feite uit een normale wadontwikkeling door sedimentatie onder de rijzende zeespiegel. Die stijgende zeespiegel leidde ook tot een verhoging van de grondwatertafel welke aanleiding gaf tot veenvorming (**basisveen**) op het pleistoceen substraat. In gevolge de verdere stijging van de zeespiegel werd dit veengebied overstroomd en omgevormd tot een actief wadlandschap bestaande uit geulen, slikken en schorren. De hierbij afgezette sedimenten worden tot de **Calais-afzettingen** gerekend. Dit wadgebied bleef tot ca. 5300 BP het dominante landschap langs de Belgische kust, op enkele korte perioden van kustveenvorming na. Naderhand was de opslibbing dermate hoog dat er zich op vele plaatsen landinwaarts een moeras kon vormen (De Ceunynck, 1992). Op

het einde van het Atlanticum vormde zich een beschermende **kustbarrière** waarvan de **Oude Duinen** van Adinkerke Ghyvelde een vermoedelijk restant zijn. Omstreeks 5300 BP was de kustvlakte dermate geëvolueerd dat er een nieuwe veenvorming mogelijk werd (**oppervlakte veen**). Rond 4200 BP was de gehele kustvlakte terug ingenomen door een groot kustmoeras, slechts op enkele plaatsen vond nog mariene sedimentatie plaats (oa. de Frans-Belgische Moeren).

Het einde van deze veengroei situeert zich tussen 3300 en 2000 jaar BP. Hierop volgde een nieuwe mariene overstromingsfase waarbij delen van de zeeverende duingordel weggeslagen werden en land actief door de zee overspoeld werd. In de Westelijke kustvlakte werd de oude duingordel doorbroken en werden de zeewaartse delen van veengebied omgevormd tot een wadgebied. Deze overstromingsfasen staan bekend als de **Dunkerque 0 en I overstromingsfasen**. Ter hoogte van de Franse grens (en mogelijk elders) ontwikkelde zich een nieuwe duingordel meer zeewaarts van de oude duingordel (De Ceunynck, 1992). Restanten hiervan bevinden zich onder de jonge duinen ten westen van De Panne. De ouderdom van deze duinresten wordt minstens op 2800 BP geschat (De Ceunynck, 1992). De op de D0 en D1 volgende regressie liet volgens Thoen (1978) bewoning toe in de kustvlakte vanaf ongeveer 70 AD. Recentere gegevens wijzen echter ook op IJzertijd aanwezigheid nabij Veurne (De Ceunynck en Termote, 1987). Uit dezelfde periode stammen volgens Amerijckx (1961) de **Middeloude Duinen** van Bredene, Klemsterke en Vlissegem en van Lombardsijde. Recentere studies suggereren evenwel een jongere genese (Mostaert 1985, De Ceunynck 1987).

Op het einde van de Romeinse tijd nam de mariene invloed weer toe. Bij deze **Dunkerque II overstromingsfase** (200-800 AD), waarbij verondersteld wordt dat een verhoogde stormfrequentie mee aan de basis lag, werd een groot gedeelte van de oudere duingordel weggeslagen. Ingevolge deze nieuwe overstromingen ontstond een nieuw wadgebied dat overeenkomt met de maximale uitbreiding van de Kustvlakte. Vanaf de 7de tot 8ste eeuw evolueerde het wadlandschap naar een rijp schorreggebied met min of meer dichtgeslibte geulen (**Oudlandschorrevlakte**). In deze periode vormde zich een nieuwe beschermende zeereep. Dit wordt gezien als de start van de **Jonge duinvorming**. Deze ontwikkelden zich op de subatlantische schoorwal en ook op de bijkomende haakwallen die zich aan de monding van getijdegeulen ontwikkelden zoals aan de monding van de IJzer en het Zwin (De Moor en Pissart, 1992). Deze duintongen die zich ontwikkelden aan de estuaria van de IJzer worden verder tot de **subrecente binnenduinen** gerekend daar ze tot de oudere delen van de Jonge duinen behoren.

Tijdens de tweede helft van de 11de eeuw vond de zogenaamde **Dunkerque IIIA** overstromingsfase plaats. Volgens Amerijckx (1961) situeerde er zich een groot

inbraakgebied ter hoogte van Nieuwpoort en een ander ten oosten van Blankenberge. Van daaruit ontwikkelde zich een getijdekreenstelsel. Hiertegen werd de 'Oude Zeedijk' te Oostduinkerke en de 'Dijk van de Watering van Blankenberge' opgeworpen. Ze vormen de grens tussen de Oudlandschorrevlakten en de nieuw gevormde **Middellandschorrevlakten**. De **Nieuwlandschorrevlakte** vormde zich op de sedimenten van de **Dunkerque IIIB** overstromingen die zich vanaf de 12de eeuw in de Zwinstreek en in de zich uitbreidende Honte-Zeeschelde voordeed. De latere 17de eeuwse strategische overstromingen van Oostende gaven het ontstaan aan de '**Historische Polders van Oostende**' (Amerijckx, 1949).

4.3. Jonge Duinvorming

In de Nederlandse literatuur wordt de **Jonge Duinvorming** in drie fasen onderverdeeld (Jelgersma *et al.*, 1970, van der Valk *et al.* 1991). Bij dit model geldend voor de Nederlandse duinvorming, waar de kustoriëntatie anders is dan in België, wordt aangenomen dat massale duinvorming gedurende de eerste subfase van de eerste fase van de jonge duinvorming (**jd Ia**) plaats vond in de 11de en 12de eeuw. Hierbij werd het oudere duinreliëf afgevlakt en overstoven door een loopduinreeks die landwaartsgerichte horizontale zandpakketten afzette. Ook gedurende de tweede subfase van de eerste fase van de jonge duinvorming (**jd Ib**) tijdens de 12de en de 13de eeuw werden horizontale lagen afgezet door landinwaartsbewegende loopduinreeksen. Tijdens de tweede fase (**jd II**) ontstonden paraboolduinen in en op de in vorige fasen afgezette sedimenten. Die paraboolduinvorming wordt er gesitueerd van 1350 tot 1600. Na deze paraboolduinfase werd nog een derde, zij het minder ingrijpende fase, beschreven. Deze laatste verstuvingsfase vond vooral plaats in de 18de eeuw en deed zich lokaal voor in gevolge degradatie en vernietiging van de duinvegetatie.

Steunend op geologische en archeologische argumenten onderscheidt De Ceunynck (1992) 2 fasen in de ontwikkeling van de jonge duinen aan de Westkust. De eerste fase (jd I) wordt gekenmerkt door een landwaartse verplaatsing van grote zandmassa's onder de vorm van bewegende loopduinreeksen. Deze loopduinen bedekten langs de Westkust een zone van 1500 tot 2000 meter breed met enkele meters zand. Hierdoor ontstond een lichtgolvend vlak gebied, gestabiliseerd door plantengroei. In de Doornpanne komen twee oude bodemhorizonten voor. Beide bodems lopen door onder de paraboolduinen van de tweede fase in de jonge duinvorming. Hieruit leidt De Ceunynck twee subfasen af, een eerste loopduinfase (jd Ia) vermoedelijk vanaf de 9de/10de eeuw tot einde 11de eeuw en een tweede loopduinfase (jd Ib) in de 13de eeuw. De tweede fase (jd II) van de jonge

duinvorming in de Westelijke Kustvlakte is volgens De Ceunynck (1992) de paraboolduinfase die ontstaat uit de vrije duinen in het zog van de loopduinfront onder toenemende invloed van de fixerende vegetatie. Deze paraboolduinen verplaatsen zich voornamelijk in de 14de tot de 16de eeuw over het in de vorige fase tot stand gekomen oppervlak. Na de paraboolduinfase zijn er in de Westhoek nog verschillende grote verstuingen. Zand dat via bressen in de zeereep samenkomt met gereactiveerde paraboolduinen kunnen grote bewegende duinen laten ontstaan. Op deze wijze verklaart De Ceunynck het ontstaan van de "wandelduinen" in de Westhoek en de Karthuizerduinen.

Aan de basis van deze duinvormingsfasen ligt volgens de verschillende aangehaalde auteurs een periode van verhoogde stormfrequentie. De hiermee gepaard gaande kusterosie zou resulteren in een grotere zandaanvoer via het strand naar de duinen waardoor nieuwe duinvorming mogelijk werd.

Geologische tijd	Mariene overstromingsfasen	Jonge Duinvormingsfasen	
		Nederland	Westhoek
Subatlanticum (van -900 BC)	Dunkerque III (na 1050 n. Chr.)	Jonge Duinen III (18de Eeuw)	
Subboreaal (-3000 tot -900 BC)	Dunkerque II (200-800 n. Chr.)	Jonge Duinen II (14-16de Eeuw)	Jonge Duinen II (14-16de Eeuw)
Atlanticum (-6000 tot -3000 BC)	Dunkerque I (500-200 v. Chr.)	Jonge Duinen Ib (12-13de Eeuw)	Jonge Duinen Ib (13de Eeuw)
Boreaal (-7000 tot -6000 BC)	Dunkerque 0 (1500-1000 v. Chr.)	Jonge Duinen Ia (11-12de Eeuw)	Jonge Duinen Ia (9-10de Eeuw)
Preboreaal (-8000 tot 7000 BC)	Calais IV (2700-1800 v. Chr.)		
	Calais III (3300-2700 v. Chr.)		
	Calais II (4300-3300 v. Chr.)		
	Calais I (6000-4300 v. Chr.)		

Tabel 1. Indeling van het Holoceen, mariene overstromingsfasen en Jonge Duinvormingsfasen (naar Zagwijn 1975, Jelgersma et al. 1970 en De Ceunynck 1992).

5. Geomorfologische kartering

5.1. Methode

Volgens De Moor (1981) heeft de geomorfologische kaart een veelvoudig doel:

1. De **morfografie**, dit is de voorstelling van de beschrijvende kenmerken van de reliëfsvormen. Die reliëfsvormen komen op verschillende grootteschalen voor. Ze kunnen in verschillende types geklasseerd worden naar hun vormkenmerken en zijn dan min of meer gegroepeerd in al dan niet typische verspreidingspatronen. In de morfografische kartering wordt gebruik gemaakt van (1) analytische voorstellingswijzen waarbij vooral hellingsveranderingslijnen aangewend worden en (2) van synthetische voorstellingswijzen waarbij meestal globaliserende symbolen gebruikt worden. Afhankelijk van de schaal van de kaart en van de grootte van de reliëfsvormen kunnen deze slechts tot op een bepaald niveau afzonderlijk voorgesteld worden. Zeer dikwijls beschouwt men homogene gebieden waarbinnen slechts één bepaalde reliëfsvorm of één welbepaalde combinatie van reliëfsvormen aangetroffen wordt.
De kaart die hier voorgesteld wordt is in eerste instantie een morfografische kaart waarbij een synthetische symboliek gebruikt wordt en homogene reliëfszones gekarteerd zijn waarbinnen alleen zeer opvallende afzonderlijke reliëfselementen aangeduid worden, zoals grotere paraboolduinen.
2. De **morfometrie**, dit zijn kwantitatieve aanduidingen over de afmetingen en andere geometrische kenmerken (zoals hellingssterkte en hellingsvorm) van de voorgestelde reliëfsvormen. De **hypsografische kaart** geeft door hoogtelijnen de hoogte weer. Die is wel een basis voor de reliëfsanalyse maar hoogtelijnen begrenzen niet noodzakelijk reliëfsvormen.
3. De **morfogenese**, dit is de vermoedelijke verklaring van de ontstaanswijze van de reliëfsvormen. De genetische interpretatie van accumulatieve reliëfsvormen vereist de analyse van de sedimenten van waaruit ze opgebouwd zijn.
4. De **morfochronologie**, dit is de bepaling van de vermoedelijke ouderdom van de reliëfsvormen. Ouderdomsbepaling van accumulatieve reliëfsvormen berust grotendeels op datering van de opbouwende sedimenten.

De **morfodynamiek** bestudeert de actuele ontwikkeling van reliëfsvormen door afzetting en erosie. Ze gebruikt daarbij dikwijls de vorm- en grootteverandering van de reliëfsvormen als argument. Deze laatste worden door chronosequentiële morfometrische opnamen opgevolgd. Zowel in de morfodynamiek als in de geomorfologische kartering kunnen directe terreinwaarnemingen als waarnemingen op terreinvoorstellingen zoals

topografische kaarten en luchtfoto's op schalen aangepast aan de grootte van de waar te nemen reliëfsvormen gebruikt worden.

De kaart die hier opgemaakt is, is essentieel een morfografische kaart. Voor de kaartlegende, meer bepaald voor de gekarteerde reliëfstypes wordt in hoofdzaak beroep gedaan op De Ceunynck (1992, niet gepubliceerde gegevens) en op de geomorfologische kaart van België, kaartblad Oostende (De Moor en Mostaert, 1993). De ruimtelijke afbakening van de eenheden voor de Belgische Kust gebeurt vooral aan de hand van de hierboven vermelde documenten, luchtfoto-interpretatie en een weinig terreinwerk. Wanneer andere bronnen aangesproken worden, wordt dit expliciet in de begeleidende tekst vermeld.

De belangrijkste zichtbare reliëfskenmerken worden waargenomen op basis van luchtfoto (Eurosense, 04/07/89, 1/5000) en door middel van morfografische tekens benaderend aangegeven. Het is niet mogelijk om de topografie van sterk begroeide terreinen van luchtfoto's af te leiden (vb. het Calmeynbos te De Panne, de Zandpanne te De Haan en De Blinkaartbos te Knokke). Hier dringt zich de noodzaak aan bijkomend veldwerk op.

- De strandverdedigingsstructuren, embryonale duintjes en kliffen werden op het strand in de loop van april 1995 opgenomen en door middel van symbolen en morfografische tekens aangeduid.

5.2. Karteringseenheden

De weerhouden karteringseenheden hebben een grotere areale uitbreiding en worden voorgesteld door kaartvlakken.

5.2.1. Strand

Het **strand** (kaartsymbool 1) is het vlakke gebied tussen de duinvoet en de laagwaterlijn dat zich longitudinaal langs de kustlijn uitstrekt. Er wordt een onderscheid gemaakt tussen het **droge (1.1.)** en het **natte (1.2.) strand**. Het natte strand is het gebied dat bij de dagelijkse hoogtij-laagtij cyclus of binnen de veertiendaagse doottij-springtijcyclus overstroomt. Het droge strand overstroomt slechts bij extreme hoge springtijwaterstanden of stormvloed (De Graaf, 1977).

Depuydt (1972) ziet een correlatie tussen de hoogte van de zeereep en de strandhelling en strandbreedte. Dit verband blijkt ons inziens niet zo eenvoudig. Er bestaat immers geen direct causaal verband tussen de actuele zeereep (en duinengordel) en het

huidige aanpalende strand. Uit tabel 2 en tabel 3 (De Moor, 1985) kan onder meer afgeleid worden dat in september 1978, dit is vóór enige zandsuppletie uitgevoerd werd behalve te Knokke (Charlier en Auzel, 1961), de strandhelling en het percentage grof materiaal toenamen van west naar oost langs de Belgische kust en dat het hoogstrand meer fijner materiaal bevat dan het laagstrand.

De hoog- en laagwaterlijn die het droge en natte strand begrenzen veranderen in feite voortdurend ingevolge de tijcyclus en de meteo-mariene condities. De breedte van het droog strand wordt bij het karteren bepaald door luchtfotointerpretatie en geeft toestand van 04/07/1989 weer. Omdat eenduidige bepaling van de laagwaterlijn heel wat terreinwerk vereist, wordt het natte strand zeewaarts door de 0 m TAW hoogtelijn begrensd die van de topografische kaarten afgeleid wordt.

Een **strandvlakte** onderscheidt zich van een strand door zijn grotere breedte, gering reliëf en kleine helling. Dergelijke zwakhellende stranden komen langs de Belgische Kust niet voor. Van een fossiele strandvlakte wordt wel gesproken met betrekking tot estuariene terreinen. Deze laatste worden echter als reliëfsarm duinterreinen of overgangszone (2.IV.4) beschouwd daar ze meestal deels door recentere duinzanden overstoven zijn.

Gezien de schaal van de kaart was het niet mogelijk de kleinere morfografische strandelementen zoals **strandruggen**, **zwinnen**, **muilen** en andere afzonderlijk te karteren.

5.2.2. Duinen

De hoofdingeling van de duinterreinen gebeurt naar ouderdom waarna een onderscheid gemaakt wordt naar verschillende subtypes op basis van de morfologie.

5.2.2.1. Morfochronologie

Naar **ouderdom** wordt tussen volgende subtypes een onderscheid gemaakt :

5.2.2.1.1. Oude duinen (I)

De Oude duinen zijn duinlichamen die zich ontwikkelden vóór de Dunkerque overstromingsfasen.

Afstand tot de Franse grens in de richting van de residuele tijdstroom		Gemiddelde strandhelling	Standbreedte
Plaats	Km	%	m
De Panne	3	1.3	510
Oostduinkerke	12	1.5	480
Klemskerke	38	2.0	340
Wenduine	42	2.1	310
Knokke (Zwin)	65	2.4	200

Tabel 2.: Strandmorfometrie, september 1978 (De Moor, 1985).

Strandsectie	Korrelgrootte um	De Panne %	Klemskerke %	Knokke (Zwin) %
Hoogstrand	125-180	30-40	10-20	5-10
	180-250	35-45	50-60	30-35
	250-300	5-30	15-25	30-50
Laagstrand	125-180	60-65	15-30	15-30
	180-250	20-30	50-55	30-60
	250-300	0-10	10-20	5-65

Tabel 3.: Korrelgrootte van oppervlakkige sedimenten (percentages zijn telkens bepaald op een 10-tal stalen en dateren van voor de zandsuppleties m.u.v. de zone van Knokke) (De Moor, 1985).

5.2.2.1.2. Middelhooide duinen (II)

Volgens Amerijckx (1961) hebben zich tussen de Dunkerque 1 en de Dunkerque 2 overstromingsfase eveneens duinen ontwikkeld. Restanten van die duinen noemt hij Middelhooide duinen.

5.2.2.1.3. Subrecente binnenduinen (III)

Subrecente binnenduinen (De Moor en Mostaert, 1993) zijn vermoedelijk ontstaan aansluitend bij de Dunkerque 2 overstromingsfase. Vele van deze duingebieden worden ouder geacht dan de aanpalende jonge duinen waardoor ze als subrecent beschouwd worden. Bijkomend terreinwerk in deze terreinen is noodzakelijk om een beter inzicht te krijgen in de genese en de ontstaansperioden ervan (bv. nabij de IJzermonding).

5.2.2.1.4. Jonge duinen (IV)

De Jonge duinen ontwikkelden zich na de Dunkerque 2 overstromingsfasen. Hierin komt ook de grootste morfologische diversiteit voor.

5.2.2.2. Morfografie

Op **morfografische basis** werd een onderscheid naar volgende **subtypes** gemaakt :

5.2.2.2.1. Zeereep (1)

De zeereep is de langgerekte waterkerende duinenreeks langsheen het strand. De vorming en ontwikkeling van een zeereep worden sterk beïnvloed door wind- en golfwerking. Stormvloeden kunnen aanzienlijke zandvolumes van de zeereep afslaan waardoor een steile duinklif ontstaat. Tijdens meteorologisch kalmere perioden kunnen daarentegen grote hoeveelheden eolisch aangevoerd zand tegenaan de zeereep accumuleren. Dit kan de eventueel opgelopen stormschade beperken, herstellen of ruimschoots compenseren waardoor nieuwe embryonale strandduintjes zich tegen de zeereep kunnen ontwikkelen. Bij een positief residueel strandbudget kan hieruit een nieuwe zeereep groeien. Zand kan ook over de zeereep heen verplaatst worden. Op vele plaatsen is dit regelmatig te merken na west- tot noordweststormen zoals bijvoorbeeld te Nieuwmuntser, te Raversijde, te Zeebrugge, te Oostduinkerke. Op die manier kan een **rollende zeereep** (Klijn, 1981) ontstaan.

In de zeereep kunnen zich diepe **windgeulen** of **-kerven** en windkuilen ontwikkelen. Als deze windgeulen diep genoeg zijn om mariene overstroming van een achterliggend vlak gebied te veroorzaken kan van een **slufter** gesproken worden. Een zeereep kan dermate aangetast zijn dat er slechts enkele erosierestjes van overblijven, nl. **strandpollen**. Er kan een onderscheid gemaakt worden tussen een **gesloten zeereep (1.1.)** en een **gekerfde zeereep (1.2.)** naargelang er al dan niet windkerven in voorkomen. Op de kaart worden belangrijke windgeulen, embryonale duinen, kliffen en strandpollen door middel van morfografische tekens aangeduid.

5.2.2.2.2. Paraboolduingordel (2)

Een **paraboolduin** is een U-planvormig duin met twee, naar de dominante windrichting gerichte armen die verbonden zijn door een boogvormige duinwal. Het dwarsprofiel van een paraboolduin is op elke plaats asymmetrisch en er is een duidelijke progradatiezijde die met de lijzijde t.o.v. de resulterende windvector overeen komt, nl. tussen N.72° en N.75° (Depuydt, 1967) voor de Westkust. Een paraboolduin is genetisch gebonden aan een **uitblazingsvallei** die loefwaarts open is. De uitdieping in een **uitblazingsvallei** (panne) wordt beperkt door de grondwatertafel.

In het kustgebied komen samengestelde paraboolduinen voor waarbij de kernen een min of meer kamvormige wal vertonen en de uitblazingsvlakten samen één grote panne vormen. Dergelijke paraboolcomplexen omvatten soms ook enorme zandmassieven waardoor grote vegetatieloze zandvlakten, 'wandelduinen' of **loopduincomplexen** (Leten, 1992) ontstaan. Een **loopduincomplex** wordt gezien als een grote zandmassa die zich landinwaarts verplaatst met een zwakhellende loefzijde en een steile lijzijde.

De **paraboolduingordel** is het terrein waar de enkelvoudige en samengestelde paraboolduinen en loopduincomplexen met de eraan verbonden uitblazingsvalleien domineren.

Er dient te worden opgemerkt dat De Ceunynck (1992) een onderscheid maakt tussen het **paraboolduinlandschap** en het '**chaotisch duinlandschap**'. Het chaotisch duinlandschap ziet hij als een geheel van windgeulen en -kuilen, duinruggen, uitblazingsvalleien en ketelduintjes. De totale oppervlakte van duinruggen ten opzichte van valleien is in verhouding groter dan bij het paraboolduinlandschap. Zo werd het duingebied Ter Yde, de Karthuizerduinen en het hierop aansluitende duinterrein ten westen van de Kinderlaan te Nieuwpoort-Bad door hem als chaotisch duinlandschap gekarteerd. Deze terreinen hebben inderdaad

een meer chaotische en een meer bewogen morfologie dan de duinen van het Westhoekreservaat, van de Doornpanne, van de Oosthoekduinen. Toch kunnen ook hier kleinere paraboolvormen en duinpannen waargenomen worden.

Daar het het chaotisch duinlandschap morfografisch niet zo duidelijk te onderscheiden is van de belendende paraboolduingordel, worden de door De Ceunynck (1992) beschouwde chaotische duinlandschappen in deze kartering tot de paraboolduingordel gerekend. Een grootschalige geomorfologische kartering zou hierin meer duidelijkheid brengen.

In de paraboolduingordel komen ook **ketelduinen** voor. Dit zijn ronde depressies omgeven door een relatief hoge duinwal met uitgesproken steile binnenhelling. Meestal zijn ze geopend naar de dominante windrichting toe. Op de kaart kunnen de belangrijkste individuele paraboolduinen, uitblazingsvalleien en de loopduincomplexen aan de hand van morfografische tekens herkend worden.

5.2.2.2.3. Kopjesduin (3)

De term 'kopjesduin' (Klijn, 1981) wordt gebruikt om een golvend, lager gelegen en veelal in gebruik genomen duinlandschap aan te duiden waarin een complex van talrijke kleine afgeronde toppen met zachte hellingen domineert. Het is praktisch volledig door vegetatie gefixeerd en de hoogteverschillen zijn hier meestal niet meer dan 5m. Indien afzonderlijke kopjesduinen binnen andere eenheden (vb. in de paraboolduingordel) voorkomen worden die tot de andere eenheid gerekend. Bij een kartering op grotere schaal zou hier echter wel een onderscheid moeten gemaakt worden.

5.2.2.2.4. Reliëfsarm zandig terrein of overgangszone (4)

Deze gebieden zijn vlak en veelal volledig in gebruik genomen terreinen. Onder deze eenheid vallen voormalige strand- of schorrevlakten, vage grenzen en overgangsgebieden tussen polder en duin of tussen verschillende duineenheden onderling en sterk antropogeen beïnvloede (ploegen, afgraven,...) terreinen die hun reliëf hierdoor verloren hebben.

5.2.2.2.5. Duinterrein met complexe of onduidelijke genese (5)

Deze duingebieden kunnen niet bij één van de voorgaande eenheden geklasseerd worden en dienen in detail te worden bestudeerd.

Deze klasse omvat duinterreinen waarvan de genese nog niet duidelijk is of duingebieden waarvan, ingevolge antropogene invloed, het oorspronkelijke karakter niet meer te achterhalen is. Deze terreinen zouden aan een grondig en multidisciplinair terreinwerk onderworpen moeten worden (geomorfologische veldkartering, ondiepe handboringen, granulometrische analyses op de sedimenten, ouderdomsbepalingen van venige intercalaties, enz.).

Volgende combinaties komen in het beschouwde gebied voor:

	Oud duin I	Middeloud duin II	Subrecent duin III	Jong duin IV
1. Zeereep				2.IV.1.
2. Paraboolduingordel				2.IV.2.
3. Kopjesduin	2.I.3.		2.III.3.	2.IV.3.
4. Reliëfsarm zandig terrein of overgangszone	2.I.4.		2.III.4.	2.IV.4.
5. Duin met complexe of onbekende genese				2.IV.5.

5.2.3. Wadvormen (3)

5.2.3.1. Oudland schorrevlakte (3.1.)

De Oudland schorrevlakte is het rijp schorregebied dat zich gedurende de DII overstromingsfase ontwikkelde en dat nog voor de DIII ingepolderd werd.

5.2.3.2. Middelland schorrevlakte (3.2.)

De Middelland schorrevlakte ontwikkelde zich bij de DIIIa overstromingsfase en werd dan ingepolderd.

5.2.3.3. Nieuwland schorrevlakte (3.3.)

De Nieuwland schorrevlakte is ontstaan gedurende de DIIIb en werd dan geleidelijk ingepolderd.

5.2.3.4. Dichtgeslibte getijdegeul (3.4.)

5.2.3.5. Actief wad (3.5)

***Slikke (3.5.1)**

Een slikke is essentieel een kleilig wadgedeelte dat bij hoogtij overstroomt. Hieruit volgt dat het niveau van een slikke lager ligt dan het gemiddelde hoogwaterpeil.

***Schorre (3.5.2)**

Een schorre is een met halofiele vegetatie begroeid wadgedeelte dat slechts bij springtij of stormvloed overstroomd wordt. De hypsometrische ligging van de schorren benadert het springhoogwaterniveau.

***Tijgeul (3.5.3)**

Een geul en bijbehorende krekken staat bijna permanent onder water en zorgt voor de watertoevoer in het schorregebied.

5.2.3.6. De Frans-Belgische Moeren (3.6.)

De Frans-Belgische Moeren zijn een lager gelegen depressie die door bemaling droog gehouden wordt. Volgens Moorman (1951) is de depressie ontstaan door middeleeuwse uitgraving van oppervlakteveen dat zo hoog opgegroeid was dat het daar niet door de DII sedimenten bedekt werd. Baeteman en Verbruggen (1979) hebben deze ontveeningstheorie aangevochten. Volgens De Ceunynck, (1986) vormen zij een voormalig wadgebied dat circa 7000 jaar geleden ontstond. Het gebied zou lange tijd een mariene invloed via een nabij Dunkerque uitmondende getijdegeul gekend hebben. Wanneer het ingevolge duinvorming van zee afgesloten werd, vormde zich er een groot zoetwatermeer tot het uiteindelijk drooggelegd en ingepolderd werd.

5.2.3.7. Open water (3.7.)

Dit omvat een plas of gegraven meertje in het beschouwde gebied.

5.3. Overige karteringseenheden

De volgende structuren, entiteiten en reliëfskenmerken worden door middel van morfografische tekens en symbolen aangeduid op de kaart.

- *Embryonale duinvorming

- *Afslagklif

- *Verstedelijkt of sterk antropogeen verstoord terrein voorkomend in het studiegebied

- *Strandverdedigingsstructuren

- Inpolderingsdijken

- Zeeweringen

- Golfbrekers en strandhoofden

- Longardbuizen

- Zandsuppleties en strandophogingen

- Pieren en havendammen

- *Uitgesproken reliëfskenmerken

- convexiteit

- concaviteit

- talud

- zwakke convex-concave helling

- rug

opmerking

Aanvankelijk was gepland de oude duinakkertjes aan te duiden. Dit vereist echter een grondige studie van oud kaartenmateriaal en van de **vegetatiekartering**. Dit is binnen het gegeven tijdsbestek niet haalbaar.

Om karteringsfouten te voorkomen, kunnen de op de topografische kaart aangeduide wegen, wandelpaden en bunkers bij de GIS verwerking rechtstreeks gedigitaliseerd worden.

5.4. Legende

Karteringseenheden

1. Strand

- 1.1. Droog strand
- 1.2. Nat strand

2. Duin

- 2.I. Oude Duinen
 - 2.I.3. Kopjesduin
 - 2.I.4. Reliëfsarm zandig terrein of overgangszone
- 2.III. Subrecente Duin
 - 2.III.3. Kopjesduin
 - 2.III.4. Reliefsarm zandig terrein of overgangszone
- 2.IV. Jonge Duinen
 - 2.IV.1. Zeereep
 - 2.IV.1.1. Gesloten zeereep
 - 2.IV.1.2. Gekerfde zeereep
 - 2.IV.2. Paraboolduingordel
 - 2.IV.3. Kopjesduin
 - 2.IV.4. Reliëfsarm zandig terrein of overgangszone
 - 2.IV.5. Duinterrein met complexe of onbekende genese

3. Wadvormen

- 3.1. Oudland schorrevlakte
- 3.2. Middelland schorrevlakte
- 3.3. Nieuwland schorrevlakte
- 3.4. Dichtgeslibde getijdegeul
- 3.5. Actief wad
 - 3.5.1. Slikke
 - 3.5.2. Schorre
 - 3.5.3. Geul

3.6. De Frans-Belgische Moeren

3.7. Open water

Overige aanduidingen

Embryonale duinvorming

Afslagklif

Verstedelijkt of sterk antropogeen verstoord terrein
voorkomend in het studiegebied

Strandverdedigingsstructuren

Inpolderingsdijken

Zeeweringen

Golfbrekers en strandhoofden

Longardbuizen

Zandsuppleties en strandophogingen

Pieren en havendammen

Uitgesproken reliëfskenmerken

Convexiteit

Concaviteit

Talud

Zwakke convex-concave helling

Rug

6. Toelichting bij de geomorfologische kaart

6.1. Van de Frans-Belgische grens tot de Nieuwpoortse havengeul

Voor een gedetailleerde geomorfologische kaart van het Westhoekreservaat verwijzen we naar Depuydt (1967), Christiaens (1976) en De Ceunynck (1992).

6.1.1. Strand

Langs de Westkust komen de breedste natuurlijke stranden van de Belgische kust voor (zie tabel 2). Te De Panne en Oostduinkerke is door De Moor (1991) over de periode 1982-1987 een natuurlijk residuele aanwas aangetoond. Ook ten westen van de Nieuwpoortse havengeul kan aangroei waargenomen worden. Deze laatste kan echter geassocieerd worden met de aanwezigheid van de Nieuwpoortse pier die de litorale drift belemmert.

Natuurlijke residuele erosie werd in de periode 1982-1987 waargenomen op het westelijk deel van het strand van Koksijde (De Moor, 1991). Ook het strand voor het Westhoekreservaat te De Panne is bij de zware winterstormen van 1976-1977 aan sterke erosie onderhevig geweest. Door aanleg van een zeewering is verdere terugschrijding van de zeereep verhinderd. Vervolgens heeft er zich wel nog een hoogstrandverlaging voorgedaan. Het is echter moeilijk uit te maken of dit een natuurlijk erosieproces is, ofwel door de dijk veroorzaakt wordt, ofwel aan de uitbouw van de haven van Dunkerque toe te schrijven is.

6.1.2. Zeereep

Ingevolge de hierboven vermelde kusterosie te De Panne was de zeereep voor het Westhoekreservaat sterk aangetast. Diepe windgeulen ontwikkelden zich in de lokaal sterk aangetaste en teruggeslagen zeereep. Met de aanleg van een zeewering en rijshoutaanplanting is men nu de zeereep aan het herstellen. Restanten van de vroegere sterk geërodeerde rollende zeereep (cf. Klijn, 1981) bevinden zich momenteel achter de zich onder antropogene invloed opnieuw ontwikkelende zeereep.

Verder treft men langs de Westkust, voor zover deze nog niet te sterk door bebouwing en infrastructuur is aangetast, een hoog ontwikkelde **gesloten zeereep** aan met uitzondering van het gebied tussen Oostduinkerke-bad en Groenendijk-bad. Hier vertoont de

zeereep een **gekerfd** karakter. Het hier voorkomen van diepe windgeulen wijst echter niet op kusterosie daar sequentiële topografische opnames in het gebied een residuele aanwas aanwijzen (De Moor 1991, Declercq 1993). Ook de aanwezigheid van embryonale duinen aan de duinvoet wijst hier op een positief strandbudget.

Slechts voor de schipgatduinen komen relatief hoog ontwikkelde **duinkliffen** voor. Overgens wordt de opgelopen stormschade langs de westkust meestal gecompenseerd door eolische aanwas tijdens kalmere perioden. Hieruit kan afgeleid worden dat de Westkust, met uitzondering van de erosieve zone nabij Koksijde en de lokale erosie ten westen van De Panne, een zekere stabiliteit vertoont en lokaal zelf aanwast.

6.1.3. Paraboolduingordel

Een groot gedeelte van het duingebied langs de Westkust wordt ingenomen door de paraboolduingordel. In deze brede zone komen grote, veelal samengestelde paraboolduinen met bijhorende deflatiedepressies voor die elkaar met een zekere cadans blijken op te volgen. De assen van de paraboolduinen wijzen praktisch in dezelfde richting. Sommige paraboolkernen zijn nog actief (zoals nabij de Witte Burg, in de Karthuizerduinen, in het Westhoekreservaat). Volgens De Ceunynck (1992) zouden sommige paraboolkernen zich verplaatsen met een snelheid van 5 meter per jaar.

De Ceunynck (1992) brengt naar voor dat er zich langs de Westkust een '**chaotisch duinlandschap**' uitstrekt tussen de zeereep en het 'paraboolduinlandschap'. Daartoe rekent hij de duinterreinen van Ter Yde, de Karthuizerduinen en het hierop aansluitende duinterrein ten westen van de Kinderlaan te Nieuwpoort-Bad tot het chaotisch duinlandschap gerekend. Niettegenstaande deze terreinen wel degelijk een meer bewogen uitzicht hebben minder uitgesproken paraboolstructuren en deflatiedepressies vertonen worden ze hier toch tot de paraboolduingordel gerekend. Het reliëfrijker karakter ervan en de meer zeewaartse ligging zou er mogelijks op kunnen wijzen dat deze terreinen jonger zijn dan de andere tot de paraboolduingordel beschouwde terreinen. Mogelijks ziet men hier de vorming van grotere paraboolduinen en pannes. Een gedetailleerde geomorfologische studie (sedimentstudies aan de hand van boringen en profielanalyses, terreinopnames, luchtfotointerpretatie, vergelijkende kaartstudie) zou hierover uitsluitsel kunnen brengen.

In het Westhoekreservaat omvat de paraboolduingordel een groot "**centraal wandelduin**" dat met zijn zwakhellende loefzijde en zijn steile lijzijde als een 'loopduincomplex' (Leten, 1992) kan gezien worden. Dat dit zandlichaam zich actief landinwaarts verplaatst kan duidelijk waargenomen worden wanneer de voorhanden zijnde

luchtfoto's (Eurosense, 04/07/89, 1/5000) vergeleken worden met de geomorfologische kartering uitgevoerd door Depuydt (1967). Dit centraal wandelduin werd eerder door Depuydt (1967, 1972) gedeeltelijk als fossiele zeereep geïnterpreteerd. Deze stelling wordt op basis van archeologische argumenten tegengesproken door De Ceunynck (1992). Hij ziet het ontstaan van het "centraal wandelduin" veeleer als gevolg van een samensmelting van vers aangevoerd strandzand met gereactiveerde paraboolduinen.

Ook in de Karthuizerduinen tussen Nieuwpoort en Oostduinkerke komt een analoog zandmassief voor. Landwaarts wordt het begrensd door een steile lijzijde waar actieve progradatie plaatsvindt. Ook dit zandlichaam zou als een loopduincomplex beschouwd kunnen worden (De Ceunynck 1992).

Daar waar de paraboolduingordel de binnenduintrand vormt (zoals ten westen van Koksijde), zorgen vergroeide zuidelijke paraboolduinarmen op sommige plaatsen voor steile duinhellingen die de duin-polderovergang accentueren. Hier kan zich nog actieve progradatie voordoen (vb. Belvédère te Koksijde). Op de meeste plaatsen getuigt de dichte begroeiing van deze steile binnenduintrand van pogingen om die te fixeren door beplanting.

Onder droge omstandigheden kunnen op het loopduincomplex in het Westhoekreservaat barchanen ontwikkelen. Dit zijn kleine naakte zandlichamen met een zwakhellende loefzijde en een steile lijzijde. Het grondvlak is sikkelvormig met de armen, in tegenstelling tot paraboolduinen, tegen de wind in gekeerd en niet door vegetatie gefixeerd.

6.1.4. De Oude duingordel Adinkerke-Ghyvelde

De Oude duingordel Adinkerke-Ghyvelde is van de jonge duinen gescheiden door een Oudlandschorrevlakte, ontstaan gedurende de Dunkerque II overstromingsfase. Deze duingordel vormt de noordelijke grens van de Frans-Belgische Moeren.

In de omgeving van Adinkerke zijn deze duinen afgevlakt en lager, mogelijks ten gevolge van erosie, afgraving, en landbouw. Daar is van het oorspronkelijk reliëf van de duingordel is weinig overgebleven, actueel is het een lichtgolvend gebied dat via een brede overgangszone naar de oudlandpolder of de Moeren overgaat. Langs de zeezijde is de voet van deze duingordel bedekt door fossiele strandafzettingen die wijzen op zijn vroegere zeewerende functie (De Ceunynck, 1992).

6.1.5. Overgangszones en oudere duinlandschappen

Ten oosten van Koksijde en zuidwaarts van de paraboolduingordel komt een lager gelegen duingebied voor dat als reliëfsarme overgangszone (2.IV.4) en als kopjesduin (2.IV.3) gekarteerd werd. De grens tussen deze zone en de paraboolduingordel is abrupt. Deze duinzone is op sommige plaatsen sterk afgevlakt ingevolge ingebruiksname en wordt hier als reliëfsarm bestempeld. Volgens De Ceunynck (1992) is deze lagere zone een restoppervlak van een vroege loopduinfase in de jonge duinvorming en heeft de paraboolduingordel zich later deels op dit restoppervlak gesuperponeerd.

Alhoewel het duingebied van de Oostvoordünen-Monoblok dat oostwaarts bij het hierboven besproken kopjesduin aansluit, er zich morfografisch niet van onderscheidt, wordt het toch als een andere eenheid beschouwd op genetische basis (De Moor & Mostaert, 1993; De Ceunynck 1992). Dit subrecent binnenduin (2.III.3) sluit aan bij de duintong naar Nieuwpoort. Langs de westkant van dit terrein komen in de ondergrond de sedimenten van de Avekapellegeul voor (De Ceunynck, 1992). Het in vorige alinea besproken jonge kopjesduin (2.IV.3) zou zich pas na het afdichten van deze geul gevormd hebben waardoor het jonger is. Hierbij zou mogelijkst ook een deel van dit subrecent binnenduingebied overstoven zijn waardoor een morfologisch zichtbare grens tussen beide terreinen ontbreekt.

Landwaarts gaan deze duinterreinen geleidelijk over in aanvankelijk een Oudlandschorrevlakte en vanaf de Oude Zeedijk nabij Hof Ter Hille in Oostduinkerke in een Middellandschorrevlakte. Deze binnenduinrand is er veel minder abrupt dan de duinpolder overgang tussen de paraboolduingordel en het Oudland langs de westelijke Westkust.

De Moor en Mostaert (1993) aanvaarden dat dit subrecente binnenduin tussen Oostvoordünen-Monoblok en Nieuwpoort ontstaan is op een haakwal (spit) aan een geulmonding. Dit estuarium is door oostelijke migratie van de getijdegeul door een noordelijke haakwal afgesloten waarop jongere duinen zich ontwikkeld hebben. In deze min of meer afgesloten "strandvlakte" ontwikkelde er zich een beperkt wadgebiedje dat de **Nieuwlandschorrevlakte van de Lenspolder** vormde. Ten noorden van deze Nieuwlandpolder komt een reliëfsarme overgangszone voor die waarschijnlijk ontstaan is door overstuiving van een fossiele estuariene strandvlakte vanuit de op de noordelijke spit ontwikkelde jonge duinen. Om meer duidelijkheid en zekerheid te brengen in de morfogenese van dit gebied (subrecente binnenduin, kopjesduin, Nieuwlandpolder en de

reliëfsarme overgangszones en paraboolduingordel) is heel wat geïntegreerd terreinwerk wenselijk.

6.2. Van de Nieuwpoortse tot de Oostendse havengeul

6.2.1. Strand

Tussen Nieuwpoort en Oostende is het strand smaller dan meer westwaarts en de strandbreedte neemt verder oostwaarts af. De zwin-rugmorfologie is weinig uitgesproken wat veroorzaakt wordt door de grote golfbrekers die elkaar op regelmatige afstanden opvolgen en tegen een doorlopende zeewering aanleunen. Opvallend is hier dat de diepe geul van de Kleine Rede op korte afstand van het eigenlijke strand loopt.

In deze zone werd door De Moor (1991) over de periode 1982-1987 nergens residuele aanwas waargenomen. Erosie alternerend met stabiliteit karakteriseert dit gebied. De belangrijkste erosieve zone bevindt zich tussen Nieuwpoort en Westende, voor Lombardsijde (De Moor, 1991).

De negatieve dynamiek verklaart de over de gehele zone voorkomende strandverdedigingsstructuren, nl. Longardbuizen met zandsuppletie, zeeweringen, stuifschermen, golfbrekers en strandhoofden. Op vele plaatsen blijkt een natuurlijk droogstrand dan ook te ontbreken. Tussen Middelkerke en Raversijde heeft het aanbrengen van golfbrekers rond 1980 de winterse afslag afgezwakt zodanig dat nu het veen dat daar voordien regelmatig ontsloten lag niet meer zichtbaar wordt.

6.2.2. Zeereep

Alleen tussen de Nieuwpoortse havengeul en Westende-Bad komt een ongewijzigde zeereep voor. Vóór het militair domein ten westen van Lombardsijde is de zeereep **gesloten** en zeewaarts begrensd door een hoge klif. Momenteel wordt hier een zeewering aangelegd om verdere afslag van de zeereep en inundatie van het achterliggende gebied te voorkomen.

De **gekerfde zeereep** die oostwaarts hierop aansluit wordt grotendeels ingenomen door camping 'Cristal Palace'.

Vanaf Westende-Bad tot Middelkerke is de zeereep volledig bebouwd. Ten oosten van Middelkerke is de zeereep zeewaarts volledig bedijkt en door de Koninklijk Baan ingenomen. Landwaarts van deze baan komt hier nog een smalle rest van de zeereep voor. Normale duindynamiek is er moeilijk. Toch kan hier bij stormen heel wat zand landwaarts geblazen worden vanaf het strand. Herhaaldelijk wordt het verkeer op de Koninklijke Baan

onderbroken door zandophoppingen. Hier werd ook zandaanvoer naar de polder toe vastgesteld.

6.2.3. Overgangszones en oudere duinlandschappen

Het duingebied achter de zeereep ten oosten van de Nieuwpoortse havengeul wordt als **complex of met onduidelijke genese** bestempeld daar dit gebied ontoegankelijk en sterk verstoord is door de militaire aanwezigheid (gebouwen, oefenterreinen). De duingebieden die ten oosten van het militaire domein van Lombardsijde achter de zeereep liggen werden eveneens als complex of met onduidelijke genese beschouwd. De omvang van deze resterende terreinen is te klein en de reliëfskenmerken zijn te weinig uitgesproken om hierover uitsluitsel brengen.

Ten oosten van dit gebied komt een ouder duinterrein voor waarop Lombardsijde ten dele gevestigd is (Schuddebeurze). Dit **subrecent binnenduin** (2.III.4) (De Moor en Mostaert 1993) is volledig door woningbouw en landbouw ingenomen zodat er van het oorspronkelijk reliëf weinig overblijft en het als reliëfarm zandig terrein beschouwd wordt.

Er bestaat een grote gelijkenis tussen deze terreinen aan de oostkant van de Nieuwpoortse havengeul en deze die westwaarts aan deze havengeul grenzen (zoals de subrecente duintong, de lenspolder, enz). Langs beide zijden wordt de aanwezigheid van een fossiele strandvlakte vermoed en komen Nieuwland schorreafzettingen voor tussen een subrecent en een jong duinterrein. Beide subrecente duinen ten oosten en ten westen van Nieuwpoort staan vermoedelijk genetisch in verband met het IJzerestuarium. Hier zouden de Picardische termen 'poulier' en 'musoir' (Briquet, 1930) naar gebracht kunnen worden. De westelijke duintong naar Nieuwpoort en het oostelijk duinlichaam waarop Lombardsijde gevestigd is (**Schuddebeurze**) zouden respectievelijk als 'poulier' en 'musior' gezien kunnen worden. De richting van de litorale drift zou dan ook deels het morfografische verschil tussen beide kunnen verklaren. Het volledige voormalige IJzerestuarium zou aan een grondig geïntegreerd terreinwerk moeten worden onderworpen. Hierdoor kan een duidelijker inzicht verkregen worden in de genese van dit gebied wat ook kan leiden tot beter begrip in de morfogenese van het gehele Belgische duingebied.

Waar de zeereep de binnenduinrand vormt zoals te Walravesijde en te Raversijde is de duinpolderovergang abrupt, een steile zuidwaartse lijzijde van de zeereep gaat over in een vlak polderlandschap. Waar het complex of onduidelijk duinterrein en vooral het subrecent binnenduin de binnenduinrand vormen is de duinpolderovergang veel minder opvallend of zelfs nauwelijks zichtbaar.

6.2.4. Wadvormen

Een klein **actief wad** bevindt zich in het natuurreservaat de IJzermonding aan de oostelijke zijde van de Nieuwpoortse havengeul. Ingevolge indijking is de oppervlakte ervan sterk teruggelopen.

Achter deze inpolderingsdijken komt een **Nieuwlandschorrevlakte** voor die ook het zuidwestelijke deel van het subrecente binnenduin van Lombardsijde begrenst. Hierin volgt een beek het oude kreekpatroon. Tussen de Grote Bamburghoeve en de Kleine Bamburghoeve bevindt zich de grens tussen de Nieuwlandpolder en de **Middellandschorrevlakte** die vervolgens tot Oostende de duinen landwaarts begrenst.

6.3. Van de Oostendse havengeul tot Blankenberge

6.3.1. Strand

Ten oosten van Oostende worden de natuurlijke stranden smaller (zie tabel 2) en vertonen een duidelijke zwin-rugmorphologie. Waar golfbrekers of zandsuppleties voorkomen is die verstoord of onderbroken.

Waarnemingen op het strand tussen Oostende en Blankenberge over de periode 1955-1990 (De Moor, 1992^a-1992^b) wijzen uit dat een natuurlijke erosieve zone zich geleidelijk oostwaarts verplaatst. Nabij Bredene trad reeds sterke erosie op rond 1960. Nu kan een zekere stabilisatie tot periodieke aanwas waargenomen worden. Het strand ten oosten van Bredene is vooral sinds 1976 aangetast. Oostwaarts van De Haan treedt sinds 1990 residuele erosie op.

Om het achterliggende polderland te beschermen en om de toeristische belangen te behartigen werden in 1978 en 1980 tussen Bredene en De Haan massaal strandverdedigingswerken uitgevoerd. Dit omvatte oa. massale rijshoutaanplanting, plaatsing van stuifschermen, zandsuppletie volgens het Deense Longardsysteem met inwendige buisbewapening, zandsuppletie tout court of zandsuppletie gepaard gaande met de aanleg van een voedingsberm die als golfbreker fungeert en ook het transversaal zeewaarts gericht zandtransport vanaf het opgehoogde strand moet beletten. Het succes van deze strandverdedigingsstructuren is slechts tijdelijk (Declercq, 1993). De ontblote Longardbuizen op het strand van Bredene, waardoor het baden verboden werd, illustreren dit. In 1994 werd er een vooroeverberm gestort en rond de Vosseslag een kleine

zandsuppletie uitgevoerd. In 1995 was er een algemene belangrijke strandverhoging nodig oostwaarts vanaf KP36.

6.3.2. Zeereep

De zeereep tussen Oostende en Blankenberge vertoont een gesloten karakter en is lokaal vrij hoog opgebouwd (o.a. ten westen van Wenduine, aan de golf te Bredene en nabij 'de droge opgang'). Zeewaarts wordt deze zeereep bijna overal begrensd door een uitgesproken duinklif (vooral tussen De Haan en Wenduine).

Niettegenstaande de lokale sterke erosie vertoont de zeereep hier een gesloten karakter. Hierdoor wordt de opvatting dat sterke kusterosie gepaard gaat met de vorming van een gekerfde zeereep, waar langs windgeulen grote zandhoeveelheden eolisch landinwaarts verplaatst worden, in vraag gesteld. Wel dient opgemerkt te worden dat aan de landzijde van de zeereep soms actieve hellingsprocessen waargenomen kunnen worden waardoor de zeereep zich landinwaarts blijkt te verplaatsen. Op verschillende plaatsen (o.a. tussen Wenduine en De Haan) waar de zeereep landwaarts door de Koninklijke Baan begrensd wordt, dient dan ook regelmatig zand weggevoerd te worden.

Tussen Wenduine en Blankenberge bestaat de zeewering uitsluitend uit een relatief smalle zeereep die direct het poldergebied beheerst.

6.3.3. Paraboolduingordel

Het duingebied dat zich tussen Oostende en Blankenberge achter de zeereep uitstrekt, en waarvan de breedte plaatselijk 1km kan bereiken, wordt overheerst door paraboolduinen of restanten ervan. Een deel van deze paraboolduingordel is door vroegere kustafslag en de hiermee gepaard gaande terugwijkende zeereep verdwenen (Depuydt, 1972). De duinmassieven die plaatselijk op de zeereep aansluiten zoals hierboven vermeld, kunnen beschouwd worden als resten van fossiele zuidelijke paraboolarmen. Van het oorspronkelijk karakter van de resterende paraboolduinen is weinig overgebleven daar grote delen ervan door bebouwing, door infrastructuur, door een golfterrein ingenomen zijn of bebost zijn. De reliëfrijke terreinen van het Kijkuit reservaat en het terrein nabij het recreatiecentrum De Branding ten westen van Wenduine zijn volgens De Ceunynck (niet gepubliceerd rapport) ontstaan ingevolge secundaire verstuiving vanuit grote paraboolduinkernen.

6.3.4. Overige duinterreinen

Ten oosten van de dorpskern van Bredene in het gebied rond 'de drogen opgang' komt achter de zeereep een parallelle duinrug voor gescheiden door een 'vallei' waarin relictten van een vroegere weg en tramspoor voorkomen. Het is onduidelijk of deze rug ontstaan is door primaire duinvorming, of als het een paraboolduinrestand is of als de oorsprong volledig antropogeen is. Bijkomend terreinwerk en een studie van historische bronnen met betrekking tot dit gebied is noodzakelijk om de oorsprong van dit als onbekend of complex beschouwde duingebied te achterhalen.

Tussen Bredene, Klemskerke en De Haan strekt zich landinwaarts van de paraboolduingordel een afgevlakt zandgebied uit dat duidelijk boven de poldersedimenten uitrijst. Amerijckx (1961) zag dit zandig gebied als een Middeloud duin. Mostaert (1985) beschouwt het als een complex van twee aan elkaar verbonden haakwallen waarvan de genese geassocieerd wordt met de monding van een getijdegeul en waarop zich windrepen en lage kopjes ontwikkeld hadden. Uit boringen en ontsluitingen nabij de Karthuizerinnen is het voorkomen van grove en dikke geulafzettingen onder de kleiige poldersedimenten gekend (De Moor, mond. meded.; Vanzielegem, 1980). Uit recent geologisch onderzoek blijkt dat dit duinterrein zich tijdens of op het einde van de DII overstromingsfase zou ontwikkeld hebben (Mostaert, 1985). Dit zou erop wijzen dat het hier niet om een Middeloud maar een subrecent duinterrein zou gaan. Van het oorspronkelijke reliëf van dit terrein blijft ingevolge agrarisch grondgebruik nog weinig over waardoor de duin-polderovergang plaatselijk nauwelijks zichtbaar is.

Van de resterende natuurlijke duin-polderovergang is eveneens weinig bewaard gebleven. De binnenduinrand is grotendeels verstoord door wegeninfrastructuur en urbanisatie of recreatieve woningsbouw.

6.4. Van Blankenberge tot de Zwinmonding

6.4.1. Strand

De breedte van het strand tussen Blankenberge en de Zwinmonding wordt sinds 1980 in sterke mate geconditioneerd door de uitbouw van de Zeebrugse havendammen. Ten westen van de Zeebrugse haven ontwikkelt er zich ingevolge de afbuigende vloedstroom een breed strand met embryonale duinvorming op het hoogstrand. Ten oosten van deze havendammen is het strand veel slibrijker maar progradeert er eveneens zeewaarts. Hier blijkt dat er zich in het gebied beschermt voor de oostelijk gerichte vloedstroom een kleine

schoorwal ontwikkeld te hebben mede onder invloed van de westwaarts gerichte ebstroom. Deze sluit een deel van het natte strand af waardoor er zich schorrevegetatie kan ontwikkelen.

Verder oostwaarts is het strand onderhevig aan intense erosie die grotendeels gebonden is aan het feit dat door de uitbouw van de Zeebrugse haven de vloedstroom het strand onder een grotere hoek aansnijdt. Op verschillende plaatsen kunnen hier spijs herhaaldelijke en zeer belangrijke zandsuppleties (1960, 1980, ...) goed ontwikkelde duinkliffen waargenomen worden. Teneinde tegemoet te komen aan deze intense erosie werd het strand over grote afstanden kunstmatig opgehoogd.

6.4.2. Zeereep

Tussen Blankenberge en Heist, tussen Heist en Duinbergen en ten oosten van 'Swimming Pool' te Knokke komt nog een natuurlijke gesloten zeereep voor. Elders is hij verdwenen onder bebouwing of infrastructuur. Vanaf Heist tot aan het eigenlijke Zwinreservaat wordt de resterende zeereep door een zeewering begrensd waardoor nog weinig natuurlijke sedimentuitwisseling optreedt. Ten Oosten van KP64 is er nog een weinig of niet beschermde zeereep die sinds 1982 wel sterk veranderd is ingevolge eolische en mariene zandaanvoer vanaf de meer westwaarts gelegen zandsuppleties.

Tussen Blankenberge en de Zeebrugse haven sluit de zeereep landwaarts aan op "de Fonteintjes". Deze plasjes zijn antropogeen van oorsprong en dienen gezien te worden als depressies bij de vorming van 'inlagen' (Vanhecke en Charlier, 1981).

6.4.3. Overige duinterreinen

De genese van het volledige gebied ten oosten van Heist is geassocieerd met de monding van de Zwingel. Bij de oostelijke migratie van deze geul hebben zich achtereenvolgens verschillende haakwallen ('pouliers') gevormd (Mosteart, 1985) waarbij telkens een deel van de geulmonding bijna afgesloten werd (cf. primaire duinvallei of afgesnoerde strandvlakte, Klijn 1981). Op deze haakwallen was duinvorming mogelijk of werden ten minste windrepen gevormd die tot zeerepen konden uitgroeien en vooral naar het westen toe een grotere hoogte bereiken.

In het beschouwde gebied komen dus opeenvolgende duintongen voor die op haakwallen tot ontwikkeling kwamen, gescheiden door een lager gelegen "afgesnoerde strandvlakte" en waarop zich duingordels konden vormen. Claeys, Coornaert *et al.* (1981)

menen 3 of 4 duingordels te kunnen onderscheiden waarvan de meest landwaartse samenvalt met de Kalfsduinen, de middenste met de Blinkaartduinen terwijl de Zwinbosjes op het meer zeewaartse gedeelte van deze complexe strandvlakte (Plasschaert, 1955) gelegen zijn. Tussen deze windrepen komen vlakke reliëfsarme zandige terreinen voor die mogelijks bij recentere duinvorming deels overstoven zijn. Deze structuur staat duidelijk weergegeven op de eerste topografische kaart (kaartblad 5/6, 1847).

Om deze duinterreinen in hun morfografische context te karteren en hun morfogenese te belichten is heel wat uitgebreid terreinwerk nodig daar vele terreinen sterk gemodificeerd zijn (golfterreinen, bebouwing en infrastructuur) of het reliëf niet te achterhalen is door middel van luchtfoto-interpretatie (bebossing). Aangezien dit in ons tijdsbestek niet kon gebeuren, werden de verschillende duingordels die door Coornaert *et al.* (1981) ten zuidoosten van Heist beschouwd werden als complex met nog onbekende genese bestempeld. De noodzaak aan een geomorfologische detailinventarisatie dringt zich op.

6.4.4. Wadvormen

Een actief wad bevindt zich aan achter de zeereep in het natuurreservaat 'Het Zwin'. In gevolg indijking is de oppervlakte ervan sterk teruggelopen (zie Coornaert *et al.* 1981). Achter deze inpolderingsdijken kunnen in de **Nieuwlandschorrevlakte** nog duidelijke opgevlude kreek- en geulpatronen herkend worden.

7. Lacunes in de kennis

In vorige hoofdstukken werd op verschillende plaatsen gewezen op lacunes in de geomorfologische kennis van de Belgische kustduinen.

Hieronder worden enkele punten aangestipt waarvoor bijkomende kennis noodzakelijk is, mede om tot een beter beheer in het studiegebied te komen:

- Gedetailleerde opvolging van de morfodynamiek door o.a. **sequentiële topografische terreinopnamen en door gespecialiseerde interpretatie van sequentiële luchtfoto's**. Hiervoor komen vooral in aanmerking: het loopduincomplex in de het Westhoekreservaat, de Karthuizerduinen en de 'rollende zeereep' in het Westhoekreservaat en tussen De Haan en Wenduine, sterk erosieve of aanwassende strandsectoren, nabij strandverdedigingsstructuren om diens effect op de natuurlijke geomorfologische processen na te gaan, actieve paraboolduinkernen zoals in de Witte Burg te Oostduinkerke, aan de Belvédère te Koksijde, in het Westhoekreservaat, enz. Alleen door voldoende lange numerische gegevenreeksen kan hier een gefundeerd beeld over de snelheid van de evolutie bekomen worden.
- Opstellen van gedetailleerde **geomorfologische kaarten** in de eerste plaats voor de belangrijkste duinterreinen (vb. Ter Yde, Karthuizerduinen, Zwinbosjes,...). Alleen voor de Westhoek is een dergelijk document voor handen (Depuydt, 1967). Een herziening van dit document naar moderne geomorfologische karteringstechnieken dringt zich op. Kaartvergelijking zou dan ook kunne bijdragen tot betere inzichten in de lange termijn dynamiek
- Duidelijke en absoluut gedateerde **paleogeografische reconstructie van het Belgische duinlandschap**. Dit punt is zeer belangrijk om de geologische evolutie van het kustgebied duidelijker en meer gefundeerd te benaderen. Het zal evenwel alleen mogelijk zijn mits belangrijke financiële inspanningen omdat hiervoor enerzijds radiometrische dateringen noodzakelijk zijn die in dit geval met zeer grote zorg uitgevoerd moeten worden en omdat er anderzijds op extensieve schaal sedimentstudies op ontsluitingen en met behulp van handboringen zouden moeten plaatsgrijpen. Dit onderzoek kan voor een gedeelte op toevallige ontsluitingen gebeuren. Het zal dan wel lange tijd in beslag nemen alvorens relevante resultaten naar boven komen.
- Uitdieping en herziening van de bestaande inzichten betreffende de **stranddynamiek en duinvorming** aan de hand van nieuwe gegevens en inzichten. Het zou ook van groot belang zijn ten minste voor korte tijd een vergelijkende verkenning van enkele

buitenlandse duingebieden te kunnen uitvoeren, bij voorkeur in zones waar de natuurlijke processen ongehinderd doorgaan en de menselijke invloed tot een minimum beperkt is.

- Een wetenschappelijke analyse van de sequentiële luchtfotoopnames die sinds een decennium langs de Vlaamse kust gebeuren
- Fundamenteel wetenschappelijk onderzoek inzake de **actuele processen** en meer bepaald inzake de hydrologische, meteorologische en sedimentologische factoren die de dynamiek van strand en duinen beïnvloeden.
- Betere **verkenning van de reliëfsvormen in de reeds geïrbaniseerde delen** van het duingebied omdat veel reliëfseenheden zich gedeeltelijk in dergelijke zones uitstrekken zodat hun analyse met de thans beschikbare documenten slechts onvolledig kan gebeuren. In dit geval is alleen een terreinverkenning in staat de nodige bijkomende informatie te verschaffen.
- Gedetailleerde **sedimentologische (granulometrische) studies** op afzonderlijke reliëfsvormen.

8. Voorstellen tot geoconservatie

Geoconservatie is het zich bezig houden met het behoud van landschapsvormen, van natuurlijke en kunstmatige ontsluitingen van gesteenten en van plaatsen waar actieve geologische processen kunnen bestudeerd worden (Jacobs, 1995). Vanuit geomorfologisch oogpunt zouden in het Vlaamse kustduingebied eveneens een aantal sites omwille van hun specificiteit bescherming moeten genieten. Sommige geomorfologische verschijnselen (entiteiten of processen) zijn dermate van wetenschappelijk belang of hebben een dergelijke pedagogische of toeristische betekenis dat ze als geopatrimonium dienen beschouwd worden.

Volgende geomorfologische verschijnselen hebben een grote wetenschappelijke waarde :

- Het gehele Westhoekreservaat en meer in bijzonder het centraal wandelduin
- De binnenduintrand ter hoogte van de Oosthoekduinen en de "Belvédère" te De Panne-Koksijde
- De abrupte overgang tussen de paraboolduingordel en het reliëfsarm duinterrein of kopjesduin ten westen van de Zeelaan te Oostduinkerke
- Het kopjesduinlandschap van de Oostvoorduin
- De resterende geomorfologische sequentie langs het voormalige IJzerestuarius
- Het gebied van de Schuddebeurze en van de vroegere IJzerloop ten oosten van de huidige IJzer
- De Oude duinen van Adinkerke-Ghyvelde
- De 'Middeloude' duinen van Bredene
- De duingordels nabij het Zwin en de Zwinmonding zelf
- ...

9. Verklarende woordenlijst

Amfidroom punt : de plaats waarrond de tijstromen draaien en waar lokaal geen vertikaal getij waargenomen kan worden

Barchaan : naakt duinlichaam met een sikkelachtige planvorm waarbij in tegenstelling tot een paraboolduin de armen tegen de dominante windrichting toe gekeerd zijn

Bedforms : sedimentaire oppervlaktestructuren

Fetch (strijk lengte) : de afstand waarover de wind ongehinderd over een wateroppervlak kan blazen.

Geul : kanaal dat voor de watertoevoer en waterafvoer in een wadgebied zorgt met een subtidaal gedeelte

Kreek : afwateringskanaal in een schorre zonder subtidaal gedeelte

Mui : een transversale doorbraak door een strandrug waardoor twee *zwinnen* met elkaar in verbinding komen te staan; waar een *mui* in een lager gelegen *zwin* komt kan zich een muidelta ontwikkelen

Priel : afwateringskanaal in een *slikke*

Rugositeit : mate van ruwheid van het bodemoppervlak

Schoorwal (island barrier) : een zandlichaam dat zich onder invloed van golfwerking en litorale drift voor de kust ontwikkelt en hiermee een achterliggend lagunair gebied beschermt van directe golfwerking; op een schoorwal kunnen zich duinen vormen; een *haakwal* ('spit') ontwikkeld zich onder dezelfde condities maar is meestal kleiner en heeft een haakvormige planvorm

Shear stress : (schuifspanning) de kracht die in casu de wind uitoefent op een oppervlak; *Shear stress threshold* is de minimale kracht die nodig is om zandpartikels in beweging te brengen

Slufter : Janssen en Salman (1992) zien een slufter als een doorbraak van de duinen bij stormvloed, een getijdegeul op een breed strand met duinvorming door onvolledige

afsnoering van een strandvlakte, een onvolledige verheling tussen twee eilanden of een verzanding van een in zee uitmondende rivier of zeeboezem.

Met andere woorden is een slufteer een achter de zeereep liggend vlak gebied waarbij mariene inundatie doorheen een opening in de zeereep mogelijk is. Janssen en Salman zien het Zwin ook als slufteer. Ons inziens is deze definiëring te ruim voor gebruik in geomorfologische context. Zo kan het Zwin beter geen slufteer genoemd worden, het is een restant van een voormalig groot wad waarvan de oppervlakte door indijking sterk teruggedrongen is.

Solar radiation (insolatie): de hoeveelheid direct of indirect zonlicht dat het aardoppervlak bereikt

Stormvloed : de opstuwing van het zeepil tijdens stormcondities

Strand : een oever die geheel of deels bestaat uit ongeconsolideerd sediment zoals rolkeien, grind, zand, schelpen,...; er kan een onderscheid gemaakt worden tussen verschillende morfologische zones langsheen een *strandprofiel* (naar De Moor, 1991) :

- het *duinfront* is de zone die begrensd wordt door de top van de zeereep en de duinvoet; slechts bij stormvloed wordt deze zone door mariene processen beïnvloed wat in sommige gevallen resulteert in een opvallende afslagklif
- het *hoogstrand* bevindt zich tussen de duinvoet (of zeewering) en het gemiddelde springtijhoogwaterpeil
- de *terrassenzone* is het strandgedeelte tussen het gemiddelde springtijhoogwaterpeil en het gemiddelde doottijhoogwaterpeil; deze zone wordt onder normale omstandigheden slechts halfmaandelijks volledig overspoeld; bij stranden met een grofkorrelig of keilig sediment kunnen hier kleine terrasniveautjes waargenomen worden waarnaar deze zone genoemd werd
- het *middenstrand* is de zone die dagelijks overstroomt tussen de gemiddelde hoog- en laagwaterlijn bij doottij; in deze zone komen onder natuurlijke omstandigheden ook de meeste *zwinnen*, *strandruggen* en *muien* voor
- het *laagstrand* bevindt zich tussen de gemiddelde laagwaterlijn bij doottij en de gemiddelde laagwaterlijn bij springtij; deze zone komt slechts halfmaandelijks droog te liggen

- de *vooroever* is de zone zeewaarts van het laagstrand onder het gemiddelde springtijlaagwaterniveau waar golfwerking nog van belang is

Strandprofiel : een transversale doorsnede door het strand vanop de zeereep tot op de vooroever

Strandrug : een longitudinale asymmetrische, uit strandsedimenten opgebouwde rug, die zich vormt onder de invloed van op- en teruglopende golven; een strandrug verdwijnt bij vloed volledig onder water en is van een andere rug gescheiden door een *zwin*

Tijgat (tidal inlet): opening in een *schoorwal* van waaruit het achterliggende gebied, mogelijks via een vertakt krekensysteem overstroomt

Zwin : een longitudinale depressie tussen twee *strandruggen*; zwinnen staan met elkaar in verbinding via *muien*

Zoutspray : zoutpartikels die vanuit zee met een aanlandige wind meegevoerd worden

10. Referenties

- Amerijckx J. (1961). La genèse des polders maritimes. *De Aardrijkskunde* 13: 1 - 16.
- Baeteman C. (1978). New Evidences on the Mariene Holocene in the Western Belgian Coastal Plain. *Bull. Belg. Ver. Geologie*, V. 87, deel 1, 49-54.
- Baeteman C. en Verbruggen C. (1979). A new approach to the evolution of the so-called surface peat in the Western Coastal Plain of Belgium. *Professional Papers Belg. Geol. dienst*, 167, 61-71.
- Baeteman C. (1985). Development and Evolution of Sedimentary Environments during the Holocene in the Western Coastal Plain of Belgium. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35, 23-32.
- Bagnold R.A. (1941). The physics of blown sand and desert dune. Methuen & co, London, 265pp.
- Briquet A. (1930). Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Lib. A. Colin, Paris, 439pp.
- Carter R.W.G. (1988). Coastal Environments. Academic Press, London, 617 pp.
- Carter R.W.G., Nordstrom K.F. and Psuty N.P. (1990). The studie of coastal dunes. In: Coastal Dunes, Form and Process, Eds. Nordstom K., Psuty N. and Carter B., John Wiley & Sons, Chichester, 1-13.
- Charlier R. and Auzel M. (1961). Géomorphologie côtière : migration des sables sur la côte belge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 5, 181-184.
- Christians L. (1976). Luchtfotografische studie van de evolutie van de Kust ten westen van De Panne en tussen Bredene en Wenduine. Onuitgegeven licentiaatsverhandeling.
- Codde R. en De Keyser L. (1967). Noordzee Kust/ Scheldemonding Zeeschelde. Atlas van België, platen 18A en 18B, 62 pp.

- Coorneart M., Claeys J., Desoet F., Maes F., Naert P. en Pruuost D. (1981). Ontstaansgeschiedenis van de Zwinstreek. Kaartenmap met verklarende tekst. Jonge Economische Kamer, Knokke-Heist.
- Davis R. (1985). Coastal sedimentary environment. Springer-Verlag, New York, 716 pp.
- Davis R. (1994). The evolving coast. Scientific American Library, New York, 231 pp.
- De Ceunynck R. 1986. De wordingsgeschiedenis van de duinen en de aangrenzende kustvlakte aan de Belgische westkust. Wavo berichten, 6(1): 3-13.
- De Ceunynck R. 1987. Ontstaan en ontwikkeling van de duinen. In: Thoen H. (red.), De Romeine langs de Vlaamse Kust, Gemeentekrediet, Brussel, 26-29.
- De Ceunynck R. & J. Termote (1987). Een Zoutwinningsite uit de Midden-Laat-La Tène-Periode te Veurne. Westvlaamse Archaeologica, 3, 73-82.
- De Ceunynck R. (1992). Het duinlandschap, ontstaan en evolutie. In : Tussen land en zee, het duingebied van Nieuwpoort tot De Panne, Lannoo, Tielt, 16-45.
- Declercq E. (1993). Vergelijkende studie van de stranddynamiek tussen een natuurlijk en een opgehoogd strand. Onuitgegeven liciaatsverhandeling.
- De Graaf L.W.S. (1977). Het strand : de relatie tussen processen, materialen en vormen, en een proeve van terminologie-gebruik. K.N.A.G. Geografisch Tijdschrift, 11, nr. 1, 47-67.
- De Moor G. (1979). Recent beach evolution along the Belgian coast. Bull. Belg. Ver. Geol. 88: 143-157.
- De Moor G. en De Decker M. (1981). Sedimentkenmerken van strandzanden op de Belgische Kust. Natuurwetenschappelijk tijdschrift, 63, 49-80.
- De Moor G. (1981). Erosie aan de Belgische Kust. De Aardrijkskunde, 1/2, 279-294.
- De Moor G. (1985). Belgium. In: World Shorelines, Bird R. and Schwartz M. (eds.), New York, Van Nostrand Reinhold Company, 353-358.

De Moor G. and Konings P. (1988^a). Eolian sand transport at the Belgian North Sea Coast. *Bul. Soc. Bel. Etud. Géogr.*, 57, 66-71.

De Moor G. and Blomme E. (1988^b). General nature of the coastline. In : Artificial structures and coastlines, Walker H.J. (ed.), Dordrecht, Kluwer, 115-126.

De Moor G. (1991). De februari-stormen van 1990 en hun weerslag op de stranddynamiek langs de Belgische Kust. *De Aardrijkskunde* 3: 251 - 316.

De Moor G. and Pissart A. (1992/1). Het reliëf. In: J. Denis (Ed), *Geografie van België*. Gemeentekrediet, Brussel: 130 - 215.

De Moor G. (1992/2). A quantitative evaluation of erosive and accretional sections along the Belgian Coast in the period 1978-1990. *Tijdschrift van de Belg. Ver. Aandr. Studies - BEVAS*, 413-424.

De Moor G., Mostaert F. (1993). *Geomorfologische Kaart van België - Kaartblad Oostende*. Nat. Centr. Geom. Onderz., Brussel.

Depuydt F. (1967). Bijdrage tot de geomorfologische en fyto-geografische studie van het domaniaal natuurreservaat De Westhoek. Min. Landbouw-Waters en Bossen, Dom. Natuurr. en Natuurbescherming, Werken nr. 3, 101pp.

Depuydt F. (1972). De Belgische strand en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust. *Verhandeling van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België*, XXXIV, nr. 122, 214pp.

Guilcher A. (1954). *Morphologie littorale et sous-mariene*. P.U.F., Paris, 216pp.

Guilcher A. (1965). *Précis d'hydrologie mariene et continentale*. Masson, Paris, 389pp.

Herrier J.L. en Leten M. (1993). Inventaris van de knelpunten tussen het natuurbehoud en de gewestplannen in de duinstreek van de Vlaamse Kust. Instituut voor Natuurbehoud, Rapport A93.39.

Houthuys R., De Moor G. en Sommé J. (1993). The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast throughout Recent Geology and History. *Coastlines of the Southern North Sea*, Proceedings, July, New Orleans, Louisiana, 27-40.

- Jacobs P. (1995). Geoconservatie. M&L, Maart- april, 2, Brussel.
- Janssen M. en Salman A. (1992). Duinen voor de wind. Stichting Duinbehoud, Leiden, 143pp.
- Jelgersma S., De Jong J., Zagwijn J. en van Regteren A. (1970). The coastal dunes of the western Netherlands; geology, vegetational history and archeology. Med. Rijks. Geol. Dienst, nr.21.
- Klijn J.A. (1981). Nederlandse kustduinen, geomorfologie en bodems. Pudoc, Wageningen, 188pp.
- Klijn J.A. (1990). Dune forming factors in a geographical context. In : Dunes of the European Coasts, Geomorphology-Hydrology-Soils, Eds. Bakker T. W.M., Jungerius P.D. an Klijn J.A., CATENA, Cremlingen, 1-13.
- Köhn W. (1989). The Holocene transgression of the North Sea as exemplified by the Southern Jade Bay and the Belgian Coastline. Essener Geogr. Arbeiten, 17, 109-152.
- Konings P. (1988). De aanzanding in de havengeul te Blankenberge in het kader van de algemene morfodynamiek van de Belgische kust. De Aardrijkskunde, 1, 81-88.
- Konings W. (1983). Recente kustevolutie en strandmorphologie rond de Zeebrugse havenuitbouw. Onuitgegeven Licentiaatsverhandeling, Prom. Prof. G. De Moor
- Moorman F. (1951). De Bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne-Ambacht. Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, 33, 3-124.
- Mostaert F. (1985). Bijdrage tot de kennis van de Kwartairgeologie van de oostelijke kustvlakte op basis van sedimentologisch en lithostratigrafisch onderzoek. Doctoraatsverhandeling, Universiteit Gent.
- Nordstrom K.F. and Jackson N.L. (1990). Effect of source width and tidal elevation changes on aeolian transport on an estuarine beach. Sedimentology, 39, 769-778.
- Paskoff R.P. (1985). Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. Masson, Paris, 187pp.

Paskoff R.P. and Kelletat D. (1991), Coastal dynamics and environments. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. band, 81pp.

Plasschaert R. (1955). De bodemkaart van het Zwin. Onuitgegeven Licentiaatsverhandeling, Prom. Prof. R. Tavernier.

Reineck H. & Singh I. (1980). Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, 551pp.

Robeers R. (1982); De Holocene evolutie van het kustgebied tussen Mariakerke en Middelkerke. Onuitgegeven Licentiaatsverhandeling, Prom. Prof. G. De Moor.

Sherman D.J. and Hotta S. (1990). Aeolian sediment transport: theory and measurement. In: Coastal Dunes, Form and Process, Eds. Nordstrom K., Psuty N. and Carter B., John Wiley & Sons, Chichester, 17-37.

Snacken F. (1956): Eolisch zandtransport langs het Belgisch strand. Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, 38, 89-99.

Tavernier R. (1947). L' évolution de la Plaine maritime belge, Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, 56, 332-343.

Tavernier R. en Ameryckx J. (1970). Atlas van België - Blad 17 : Kust, Duinen, Polders. Brussel.

Van der Valk L., Pruijsers A. en Vos H. (1991). De geologische en landschappelijke ontwikkeling van het Breesaapduingebied. Regionaal Historisch Tijdschrift, 117-139.

Vanhecke L. en Charlier G. (1981). Landschappen in Vlaanderen, vroeger en nu. Nationale Plantentuin van België, Meise, 140pp.

Vansielegem L. (1980). De Duinkerkiaantransgressies te Bredene, faciessen, verspreiding en invloed op de fysische landschapsgenese. Onuitgegeven Licentiaatsverhandeling, Prom. Prof. G. De Moor

Zagwijn W. H. (1975). Indeling van het kwartaair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat. In : Zagwijn W. H. en Van Staalduinen C. J. (eds.). Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, Haarlem, 109-114.

